

Номер 3

ISSN 0016-853X

Июнь 1993

ГЕОТЕКТОНИКА

**Главный редактор
Ю.М. Пущаровский**

действительный член Российской академии наук

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



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 1993 Июнь

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Австралия), Е.Е. Милановский, В.Д. Наливкин,
А.С. Перфильев, А.В. Чекунов, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov,
G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), A.L. Knipper,
V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky,
V.D. Nalivkin, A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

*Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон 230-81-77; Telex: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС*

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 1993

Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая <i>Е. Е. Милановский</i>	3
Палеоокеанические структуры Урала <i>В. Н. Пучков</i>	18
Тектоника платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры <i>А. А. Ефимов, Л. П. Ефимова, В. И. Маегов</i>	34
Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений <i>Т. В. Гусева, А. А. Лукк, Ю. А. Трапезников, В. И. Шевченко</i>	47
Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра - палеоцен) <i>Г. Л. Кашинцев</i>	55
Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза <i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев, М. К. Суханов</i>	69
Влияние деформаций на перераспределение рудного вещества в докембрийском габбро-анортозитовом массиве Центрально-Кольской зоны (Балтийский щит) <i>Л. Ф. Добржинская, Т. В. Молчанова</i>	82
Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа <i>В. Н. Шолпо</i>	90
Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) <i>С. С. Драчев, Л. А. Савостин</i>	98

Хроника

Памяти Льва Павловича Зоненшайна (1929 - 1992)	108
--	-----

CONTENTS

Number 3, 1993

Major stages of rifting on the territory of China

Ye. Ye. Milanovsky 3

Paleoceanic structures of the Urals

V. N. Puchkov 18

Tectonics of the platinum-bearing belts of the Urals:
substance complexes ratio and mechanism of structural formation

A. A. Yefimov, L. P. Yefimova, V. I. Maegov 34

Geodynamics of the territory of Garma polygon (Tadjikistan)
from the results of light ranging

T. V. Guseva, A. A. Lukk, Yu. A. Trapeznikov, V. I. Shevchenko 47

Magmatism, geologic history and geodynamics of the Indian ocean floor
(Late Jurassic - Paleocene)

G. L. Kashintsev 55

Early Proterozoic anorthosites and granites of the Aldan Shield:
tectonic position and zonation of thermotectonic processes

M. Z. Glukhovsky, V. M. Moralev, M. K. Sukhanov 69

Effect of deformations on redistribution of ores substance in Precambrian
gabbro-anorthosite massif of Central Kolinsky zone (Baltic Shield)

L. F. Dobrzhinetskaya, T. V. Molchanova 82

An advection hypothesis and structure of the core
of inversion anticlinoria in the Greater Caucasus

V. N. Sholpo 90

Ophiolites of Bol'shoi Lyakhov Island (Novosibirsk Islands)

S. S. Drachev, L. A. Savostin 98

News

In the memory of Lev P. Zonenshain (1929 - 1992)

108

УДК 551.244.3(510)

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ КИТАЯ

© 1993 г. Е. Е. Милановский

Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 18.09.92 г.

На территории Китая и сопредельных стран широко распространены разновозрастные и разнообразные континентальные рифтогенные структуры. Проторифтовые образования (восточная часть Северо-Китайской платформы) относятся к раннему протерозою. В позднем протерозое развивались авлакогены (Северо-Китайская и Южно-Китайская платформы), утратившие активность к началу палеозоя. На палеозойско-триасовом этапе по периферии платформ развиваются отдельные авлакогеосинклинальные прогибы, а в подвижных поясах – первые эпиорогенные рифтовые зоны. Последние изобилуют на средне-позднемезозойском этапе в Урало-Монгольском поясе (Забайкальско-Восточномонгольская рифтовая система). Одновременно возникают рифтовые зоны в Буреино-Дунбейской метаплатформенной области и Северо-Китайской платформе. Кайнозойский этап характеризуется мощным рифтогенезом на юго-восточной и восточной окраинах Азии, прилегающей к Западно-Тихоокеанскому рифтовому поясу. На западе Китая при коллизии Евразийской и Индостанской плит в позднем кайнозое возникают рифтовые зоны, вытянутые в направлении горизонтального сжатия, и щелевидные присдвиговые грабены.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия китайскими геологами изучены разнообразные проявления континентального рифтогенеза, происходившего на территории Китая в течение последних двух миллиардов лет [20, 22, 23, 28, 35, 36, 37, 45, 46, 53, а также 5, 6, 8]. Формирование рифтогенных структур было тесно связано с этапами тектонического развития Центральной и Юго-Восточной Азии – становления и дальнейшей эволюции Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ, а также заложения и развития обрамляющих их подвижных поясов: Урало-Монгольского, Средиземноморско-Индонезийского и Тихоокеанского. В ходе тектонической эволюции платформ и подвижных поясов в их пределах неоднократно возникали структуры растяжения рифтового или рифтоподобного типа. При этом от этапа к этапу происходили существенные изменения в распространенности явлений рифтогенеза, в размещении новых генераций рифтогенных структур на территории Китая, их тектонических парагенезах, особенностях строения и развития. Можно наметить пять главных этапов проявлений рифтогенеза, а внутри некоторых из них – по несколько стадий. В статье сделана попытка обобщить обширные материалы о развитии процессов рифтогенеза на территории Китая и сопредельных стран (Монголии, Кореи, Вьетнама и др.) на протяжении этих этапов и отразить их на палеотектонических схемах.

ПЕРВЫЙ ЭТАП

Он отвечает второй половине раннего протерозоя по принятому китайскими геологами подразделению докембрия [46] или средней части раннего протерозоя (среднему карелию) по схеме, используемой в России (2.3 - 1.85 млрд. лет). К этому времени в основном завершается консолидация сиалического фундамента Северо-Китайской (Китайско-Корейской) платформы и более северных платформ Евразии – Сибирской и Восточно-Европейской. Возможно, одновременно возникает консолидированное ядро в северо-западной части более молодой Южно-Китайской платформы (платформа Янцзы). Вполне вероятно, что тому же времени отвечает формирование древнейшей континентальной коры в пределах разделяющих эти платформы территорий Евразии, на которых впоследствии были заложены Урало-Монгольский и Средиземноморский подвижные пояса.

Таким образом, к началу среднего протерозоя (по китайской схеме) или к концу раннего протерозоя (по отечественной схеме) на территории северной Евразии, а может быть и Северной Америки, образовался громадный блок континентальной коры – Лавразийская суперплатформа¹. В пределах территорий будущих древних платформ процесс консолидации их сиалического фундамен-

¹ Возможно, что последняя являлась лишь частью суперконтинента Пангея-1, который возник около 1.8 млрд. лет, объединив нынешние древние платформы Земли с большими территориями континентов, вошедшими впоследствии в состав подвижных поясов [11].

та на протяжении рассматриваемого этапа осложнялся явлениями частичной деструкции протоконтинентальной коры, приводившей к возникновению древнейших проторифтовых зон или протозавлакогенов [5, 7]. К их числу на территории Северо-Китайской платформы принадлежат зоны Хутуо, Ганьтаохе и Чжунтяю ([19], рис. 1), по-види-

мому, генетически и по возрасту гомологичные проторифтовым зонам Восточно-Европейской платформы – Печенга-Имандра-Варгузской, Криворожской [5, 7] и др. Возможно, что подобные зоны возникали также между нынешними древними платформами Евразии, на территориях, занятых ныне Урало-Монгольским подвижным поясом

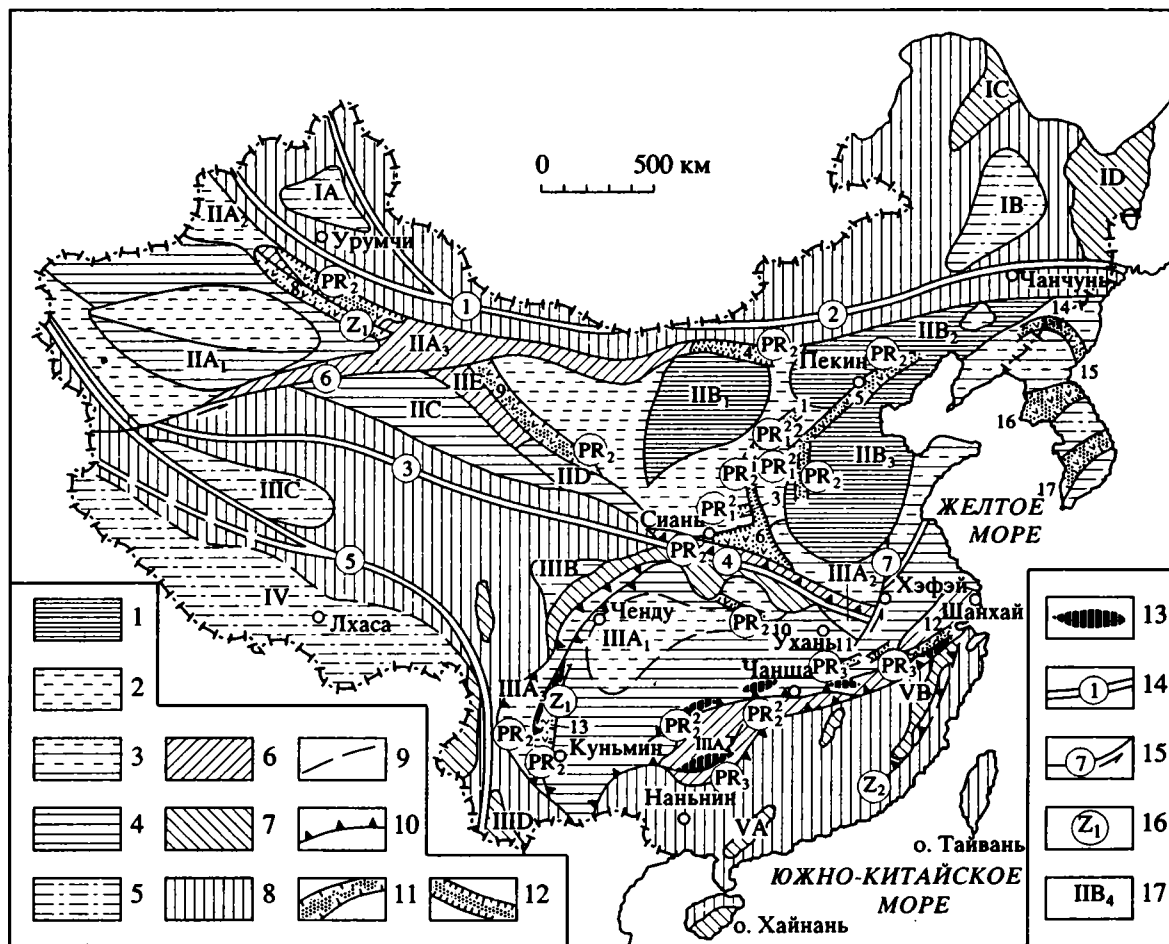


Рис. 1. Схема размещения авлакогенов в структуре докембрийского фундамента Китая и Кореи (по [47] с дополнениями автора).

1 - 5 - фундаменты платформ и срединных массивов, представленные континентальной корой разного возраста: 1 - 2.6 млрд. лет (до-фупинская), 2 - 1.85 млрд. лет (до-лулянская), 3 - 1.7 млрд. лет (до-чжуньюйская); 4 - 1 - 0.85 млрд. лет (до-цзиньнинская); 5 - докембрийской без расчленения; 6 - 7 - островные дуги, окраинные моря, сложенные корой переходного типа разного возраста: 6 - 1.0 - 0.85 млрд. лет (цзиньнинская), 7 - 0.85 - 0.55 млрд. лет (ханкайская); 8 - открытые моря с океанической корой; 9 - пассивные континентальные окраины; 10 - аккреционные зоны и зоны поглощения коры; 11 - 12 - авлакогены: 11 - интраконтинентальные, 12 - окраинно-континентальные; 13 - офиолитовые комплексы; 14 - конвергентные зоны поглощения коры (цифрами в кружках обозначены: 1 - Айби-Цзюйань, 2 - Солун-Силамулун, 3 - Сюгоу-Максин, 4 - Шаньян-Тунчен, 5 - Бангонг-Нуцзян); 15 - сдвиговые зоны (цифрами в кружках обозначены: 6 - Алтын, 7 - Тяньчэн-Луцзян); 16 - время тектонической активности (Z - синий); 17 - геотектонические элементы и структуры докембрийского фундамента: IA - Джунгарский массив, IB - массив Сунляо, IC - поднятие Илехули, ID - поднятие Синкай (Ханка); II - Северо-Китайская континентальная область: ПА - Таримская платформа (ПА₁ - Южно-Таримское ядро, ПА₂ - Ининский массив, ПА₃ - поднятие Бейшань), ПИБ - Северо-Китайская платформа (ПИБ₁ - Ордосское ядро, ПИБ₂ - ядро Янляо, ПИБ₃ - ядро Хехуай, ПИБ₄ - массив Алашань, ПИБ₅ - поднятие Цзяоляо), ПИС - Цайдамский массив, ПИД - массив Ланьчжоу-Синин, ПИЕ - Центрально-Цзяньинское поднятие; III - Южно-Китайская континентальная область: ПША - платформа Янцзы (ПША₁ - Центрально-Сычуанский массив, ПША₂ - массив Дабэ (Дабешань), ПША₃ - поднятие Кам-Юннань, ПША₄ - Цзяннанское поднятие), ППВ - массив Сунпан, ППС - массив Цянътан, ППД - массив Линьцан, ППВ - Южная (Гондванская) континентальная область; V - Восточно-Китайская окраинно-континентальная область (VA - поднятие Юнькай, VB - поднятие Цзянью). Цифрами на схеме обозначены авлакогены: 1 - Хутуо, 2 - Ганьтаохе, 3 - Чжунтяю, 4 - Баян Обо, 5 - Яньшань-Тайхан, 6 - Лулян-Сюнер, 7 - Центрально-Тяньшаньский, 8 - Куруктаг, 9 - Северо-Цзяньинский, 10 - Шеньюцзя, 11 - Локедон, 12 - Шаншуй, 13 - Сусьон, 14 - Амноккан, 15 - Хесан-Ивон, 16 - Пхеннам, 17 - Окхон.

и смежными метаплатформенными областями (Урикско-Икский и Туманшетский раннепротерозойские грабены в Присаяно-Енисейской метаплатформенной области [7, ч. 1].

Развитие проторифтовых зон во всех регионах завершилось на рубеже 1.9 - 1.85 млрд. лет деформациями сжатия и метаморфическими изменениями выполняющих их раннепротерозойских вулканогенно-осадочных образований.

ВТОРОЙ ЭТАП

Период времени 1.85 - 0.6 млрд. лет, когда формировались древнейшие интраконтинентальные рифтовые структуры – авлакогены древних платформ [5], охватывает средний и поздний протерозой (по китайской шкале), или конец раннего протерозоя (поздний карелий) и поздний протерозой (по российской шкале). В течение этого этапа постепенно обособились в границах, близких к современному, Северо-Китайская (Китайско-Корейская) платформа и древние платформы Северной Евразии – Сибирская и Восточно-Европейская. В результате обрастания раннепротерозойского ядра ранне-среднерифейскими (среднепротерозойскими по китайской схеме) складчатými зонами, возникла более молодая Южно-Китайская платформа (параплатформа Янцзы [12, 27]).

Обособление древних платформ Северной Евразии было связано с заложением между ними Северо-Атлантического, Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов и Тихоокеанского пояса, отделившего Сибирскую, Северо- и Южно-Китайскую платформы от области Тихого океана. Формирование подвижных поясов началось в ранне-среднем рифее, активизировалось в позднем рифее и завершилось в начале палеозоя. Это выразилось в деструкции коры континентального или переходного типа – ее раздроблении, неравномерном растяжении и утонении, что, возможно, было связано с общим расширением Земли в позднем докембрии [5]. В результате на территориях формирующихся подвижных поясов сперва, по-видимому, возникали относительно узкие прогибы авлакогеосинклинального типа, а позднее – более или менее типичные миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные прогибы или их системы, в том числе (с позднего рифея - венда) эвгеосинклинальные зоны с корой океанического типа, новообразованной в результате раздвига континентальной коры. Прогибы разделялись остаточными срединными массивами со слабо переработанной деструктивными процессами относительно “жесткой” континентальной корой.

В пределах метаплатформенных областей, соседствующих с подвижными поясами, деструкция ограничилась образованием узких авлакогеосинклинальных прогибов с утоненной континентальной корой. Некоторые из них превратились в

конец этапа в авлакогеосинклинальные складчатые зоны.

С еще меньшей интенсивностью процессы деструкции континентальной коры проявились в позднем докембрии на древних платформах Северной Евразии. Здесь они привели к возникновению нескольких генераций линейно вытянутых грабенообразных прогибов – авлакогенов. Эти древние интракратонные рифтовые структуры были выявлены и изучены на территории Восточно-Европейской, затем на Сибирской, а в последние годы – на Северо-Китайской и, в меньшей степени, – на Южно-Китайской платформах. Позднедокембрийские авлакогены на платформах Китая существенно различаются по времени заложения и “закрытия”, длительности своего развития, структурной позиции, формационным особенностям выполняющих их образований и характеру тектонических движений на завершающих стадиях [47].

Древнейшая из генераций авлакогенов, установленная на Северо-Китайской платформе (рис. 1) возникла в конце раннего протерозоя (по советской схеме) или в начале среднего протерозоя (по китайской схеме), т.е. 1.85 - 1.65 млрд. лет назад. Их образование, наряду с формированием на Сибирской платформе Улканского и Билякчанского авлакогенов, а также Ачитканского и Готского вулcano-плутонических поясов в краевых зонах Сибирской и Восточно-Европейской платформ, можно рассматривать как проявления глобальной тектоно-магматической активизации. Длительность развития авлакогенов этой генерации на Северо-Китайской платформе была различной. Одни из них испытывали погружение в позднем карелии (в начале среднего протерозоя по китайской схеме), другие – до конца среднего рифея (до конца среднего протерозоя), завершив его деформациями сжатия на рубеже около 1.05 - 1 млрд. лет, а третьи продолжали развиваться в позднем рифее и венде (в позднем протерозое) до 0.6 млрд. лет.

Более молодые авлакогены заложались в позднем рифее (в позднем протерозое по китайской схеме), т.е. около 1.0 или 0.8 млрд. лет назад и закончили свое относительно непродолжительное развитие в венде. К этой генерации относятся, в частности, несколько авлакогенов Южно-Китайской платформы.

По тектонической позиции среди типичных авлакогенов различаются внутренние, слепо затухающие на обоих своих концах в теле платформы и обычно простирающиеся субпараллельно ее границам, например, крупнейший Яньшаньский авлакоген [10, 47] и, вероятно, авлакогены Корейского щита [4], а также некоторые позднерифейские авлакогены Южно-Китайской платформы. К другому типу относятся поперечные или входящие авлакогены, которые располагались косо или поперечно к краю платформы, проникая в нее одним своим концом и смыкаясь

другим с флангом подвижного пояса или авлакогеосинклинальной зоной (зона авлакогенов Лулян-Сюнер). Не исключено, наконец, что существовали сквозные авлакогены, к числу которых мог принадлежать в позднем докембрии Циляншаньский авлакоген, возможно, разделявший Таримский и Китайско-Корейский мегаблоки (субплатформы) Северо-Китайской платформы.

Кроме интракратонных авлакогенов некоторые китайские геологи, в частности, Ван Хунчжень и Цяо Сюфу [47], выделяют краевые, или перикратонные авлакогены, простирающиеся вдоль границ Северо-Китайской платформы с Урало-Монгольским подвижным поясом (например, авлакоген Баян-Обо на северном крае Ордосского блока и Кавабулакский на северном краю Таримского). Подобные зоны можно отнести к числу авлакогенов лишь допустив, что в период своего заложения они ограничивались с севера приподнятыми стабильными блоками, входившими в состав платформы, но впоследствии переработанными в краевые зоны подвижного пояса. В принимаемой автором систематике тектонических областей континентов “перикратонные авлакогены” соответствуют авлакогеосинклинальным прогибам.

Внутренние, “слепые”, авлакогены заполнялись мощными карбонатно-терригенными мелководно-морскими и отчасти континентальными отложениями. Развитие подобных зон Северо-Китайской платформы было длительным и вплоть до конца палеозоя и даже до начала мезозоя не осложнялось складчатыми деформациями.

Напротив, в заполнении “входящих”, а также “перикратонных авлакогенов”, наряду с континентальными и мелководно-морскими отложениями, участвуют флишевые, олистостромовые толщи, турбидиты, а также вулканиты различного состава, в частности принадлежащие к бимодальным субщелочным или щелочным сериям, а в некоторых из них присутствуют толеитовые базальты (южная часть зоны Лулян-Сюнер) и, возможно, даже породы офиолитовой ассоциации (Циляншань).

“Входящие” и “перикратонные авлакогены” испытывали значительное растяжение континентальной коры, вплоть до возникновения в некоторых из них раздвиговых зон красноморского типа. Затем они, как правило, подвергались деформациям сжатия на рубежах 1.05 и 0.6 млрд. лет. Своим расположением и характером развития они обнаруживают связь с формировавшимися в позднем протерозое Урало-Монгольским и Средиземноморским подвижными поясами, играя роль их фланговых зон и ответвлений, вдающихся в тело соседствующей платформы.

Наиболее крупная слепая ветвь Средиземноморского пояса, глубоко вклинивавшаяся с запада между Северо-Китайской и Южно-Китай-

ской платформами (зона Циньлина) представляла собой сложно построенную и далеко зашедшую в своем развитии рифтовую систему, заложившуюся на утоненной континентальной коре и подвергшуюся сильному сжатию в байкальскую эпоху [54]. Такая трактовка соответствует предположению автора об авлакогеосинклинальной зоне. Другие исследователи считают, однако, что Циньлинская зона в позднем протерозое являлась типичным геосинклинальным прогибом, развивавшимся на коре океанического типа [47]. Существует также предположение, что первоначально Циньлинская зона расширялась к западу и что ее последующее сужение было связано с поворотом Южно-Китайской платформы по часовой стрелке относительно Северо-Китайской.

ТРЕТИЙ ЭТАП

Третий этап рифтогенеза охватывает палеозой и триас (0.6 - 0.21 млрд. лет). По интенсивности проявления рифтогенеза на территории Китая, как и на всем Евразийском континенте, этот этап существенно уступает предыдущему. В палеозое и триасе продолжалось развитие подвижных поясов и, хотя оно сопровождалось в отдельные эпохи оживлением процессов деструкции, все же со временем в их эволюции все большую роль приобретали деформации сжатия, приводившие к “закрытию” отдельных геосинклинальных прогибов и к последовательному превращению этих поясов в эпигеосинклинальные складчатые области. Такая общая тектоническая тенденция, естественно, не благоприятствовала широкому развитию рифтогенеза. Более того, многие возникшие в позднем докембрии авлакогены на древних платформах подверглись в раннем мезозое деформациям сжатия. Те ограниченные проявления рифтогенеза, которые имели место на территории Китая и сопредельных областей Азии в палеозое и триасе, были связаны с осложнявшими тектоническое развитие этих регионов деструктивными процессами (рис. 2). Структуры рифтового типа, мало измененные последующими деформациями, возникали в отдельные эпохи палеозоя и триаса не только на древних платформах, но и в пределах подвижных поясов, уже завершивших цикл геосинклинального развития и приобретших “жесткую” складчатую структуру. Для этого этапа характерно также развитие авлакогеосинклинальных зон, заложившихся вдоль границ платформ со смежными метаплатформенными массивами или поперечных, проникающих в тело платформ. К числу таких рифтовых зон Северо-Китайской платформы относится новообразованный (возрожденный?) раннепалеозойский авлакоген входящего типа Хелань-Люпань (Хеланьшань), смыкавшийся на юго-западе с краевой зоной Центрально-Азиатского сегмента Средиземноморского подвижного пояса [24].

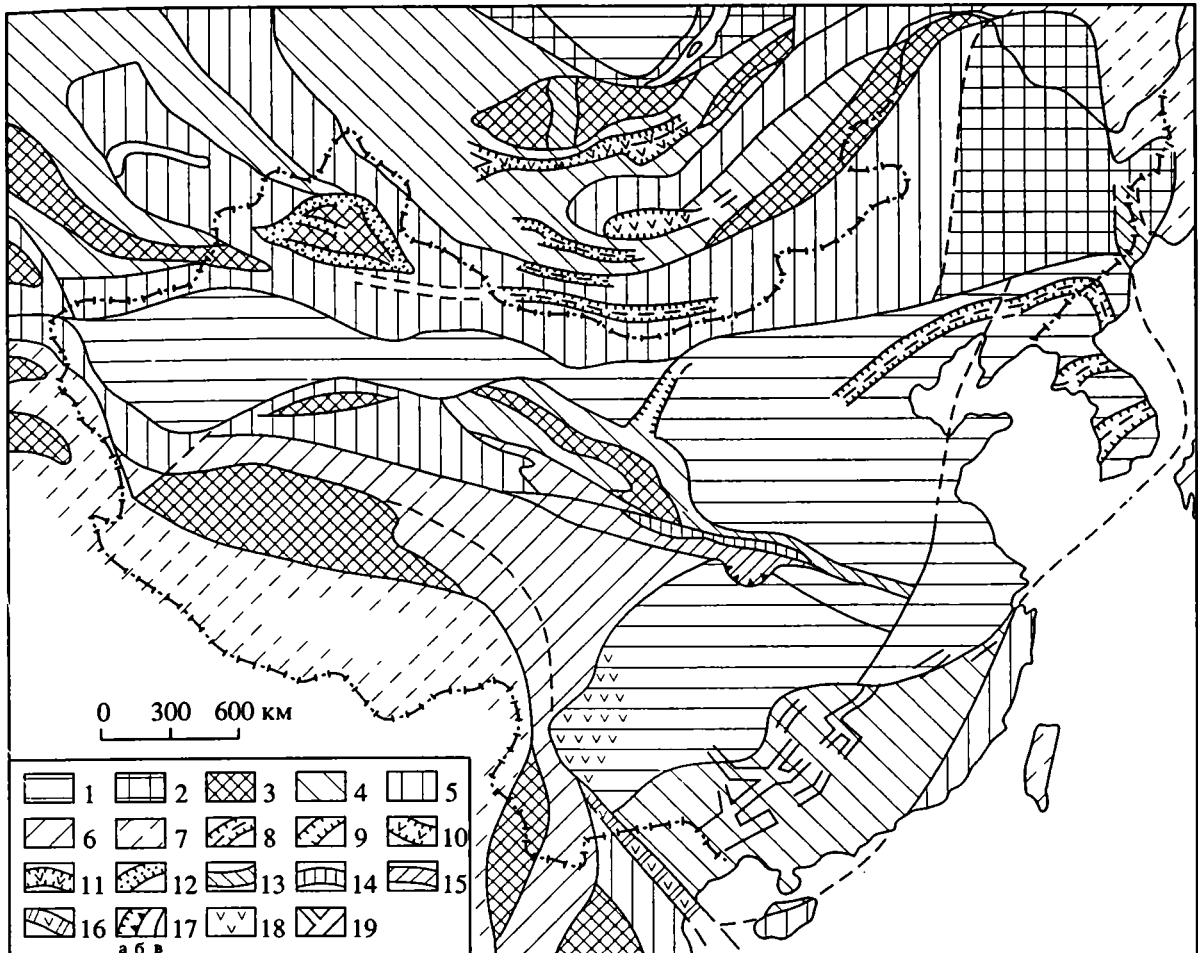


Рис. 2. Схема расположения палеозойских и раннемезозойских континентальных рифтовых зон и одновозрастных или других тектонических структур в пределах Китая и смежных территорий.

1 – древние платформы; 2 – метаплатформенные области; 3 – срединные массивы в палеозойских и мезозойских складчатых областях; 4 – салаириды и каледонииды; 5 – герциниды; 6 – индосиниды; 7 – геосинклинальные области, продолжавшие развитие после триаса; 8 – авлакогены Китайско-Корейской платформы, заложенные в позднем протерозое, продолжавшие унаследованное развитие до раннего мезозоя и завершившиеся слабым сжатием в конце триаса; 9 – авлакогены, заложенные в раннем палеозое и завершившие развитие в силуре; 10 - 11 – позднепалеозойские эпигорогенные вулканогенные рифтовые зоны в пределах каледонид и герцинид, завершившие развитие в перми (10) и триасе (11); 12 – позднепалеозойские грабены срединных массивов; 13 - 16 – авлакогеосинклинальные прогибы, завершившие свое развитие деформациями сжатия в каледонском цикле (13), в герцинском цикле (14), в индосинийском цикле (15), заложенные в поздней перми и завершившие развитие в позднем триасе (16); 17 – разломы сбросового типа (а), взбросонадвигового типа (б) и разной морфологии (в); 18 – позднепермский наземный базальтовый и щелочной вулканизм и базит-ультрабазитовый щелочной плутонизм; 19 – позднедевонские рифтоподобные прогибы Катазиатской складчатой системы.

В раннем палеозое, позднем палеозое и триасе периодически возобновлялось погружение в Яньшанском авлакогене и авлакогенах Корейского щита. Однако по своему характеру, мощностям и площадному распространению образования указанного возраста в этих позднедевонских авлакогенах могут рассматриваться скорее как отложения фанерозойского плитного чехла. Тем не менее, авлакогенная природа данных зон проявила себя, когда они подверглись в середине триаса (на Корейском щите) или в конце триаса (в Яньшанской зоне) деформациям сжатия и приобрели складчатую или даже складчато-надвиговую структуру.

Своеобразную группу рифтоподобных структур образуют линейные складчато-надвиговые зоны каледонского, герцинского и древнекеммерийского (индосинийского) возрастов, образовавшиеся на месте авлакогеосинклинальных прогибов, примыкавших к разным участкам Северо- и Южно-Китайской платформ. Подобные зоны некоторые китайские геологи, в частности, Ван Хунчжень именуют “рифт-геосинклиналями” [45].

Палеозойские и раннемезозойские авлакогеосинклинальные прогибы Юго-Восточной Азии, в истории развития которых фазы растяжения и погружения сменялись фазами сильного сжатия, при-

водившего к формированию линейно-складчатых зон, обладали либо моноциклическим, либо более длительным полициклическим развитием. К числу первых можно отнести каледонскую Западно-Приморскую авлакогеосинклинальную зону Буреино-Дунбейской метаплатформенной области, отделявшую Ханкайский массив от северо-восточного края Северо-Китайской платформы [7]. Близок к моноциклическим и древнекиммерийский грабенообразный прогиб Шонгда в Северном Вьетнаме [2, 3]. Он был заложен в поздней перми на каледоно-раннегерцинском фундаменте Вьетнамской складчатой системы, которая в конце герцинского цикла вместе с расположенным южнее Индосинийским массивом причленилась к Южно-Китайской платформе и каледонидам Катазиатской системы, образовав единый обширный блок континентальной коры. Развитие зоны Шонгда завершилось в позднем триасе полого-складчатыми деформациями древнекиммерийской эпохи.

К числу полициклически развивавшихся авлакогеосинклинальных структур относится Циньлинский прогиб, ответвлявшийся от Средиземноморского подвижного пояса и вклинивавшийся между Северо- и Южно-Китайской платформами. Его развитие началось еще в позднем протерозое. Неоднократно возобновлявшиеся в нем процессы растяжения континентальной коры, подчас приводившие к ее разрыву (?), чередовались с фазами интенсивного сжатия, которое приводило к формированию линейных складок, надвигов и покровов, становлению тел гранитоидов и проявлениям метаморфизма. Эти процессы имели место в конце байкальского, каледонского, герцинского и древнекиммерийского циклов [34]. В альпийское время зона Циньлина испытала некоторую активизацию, выразившуюся в ее сводово-глыбовом поднятии и левосдвиговых деформациях.

В среднем и позднем палеозое в некоторых областях Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов, завершивших геосинклинальное развитие и превратившихся в каледонские или герцинские складчатые зоны, в результате импульсов горизонтального растяжения возникают интраконтинентальные рифтовые зоны эпигорогенного или синорогенного типа. Они наложены на палеозойское складчатое основание или на докембрийский метаморфический фундамент некоторых срединных массивов этих поясов.

Наиболее ранние зоны такого типа, возникшие в середине девона и достигшие максимального развития в фаменском веке, установлены недавно в юго-восточном Китае и Северном Вьетнаме. Они наложены на каледонское складчатое основание Катазиатской складчатой системы Тихоокеанского подвижного пояса, примыкающей с юго-востока к Южно-Китайской платформе [1, 46, 49]. В относительно глубоководных фамен-

ских отложениях этих грабенов формировались стратиформные осадочно-гидротермальные месторождения руд марганца, железа, свинца, цинка. Синхронные импульсы растяжения и рифтообразования имели место в фаменском веке в каледонидах Урало-Монгольского пояса (Центральный и Южный Казахстан), на Омолонском массиве в Верхояно-Колымской складчатой области, а также на Сибирской (Вилуйский палеорифт), Восточно-Европейской (Днепровско-Донецкий и Припятский грабены) и на Австралийской платформах (грабен Фитцрой) [1, 5, 7].

В Урало-Монгольском подвижном поясе к числу эпигорогенных позднепалеозойских рифтовых зон следует отнести субширотные грабены и впадины в салаиридах, каледонидах и герцинидах Северной, Центральной и Южной Монголии и пограничных районов Северного Китая, заполненные мощными вулканогенно-осадочными или вулканогенными образованиями позднекаменноугольного, пермского и отчасти триасового возраста [6, 14]. К этой категории принадлежат пока слабо изученные погребенные позднепалеозойские грабены Джунгарского срединного массива в северо-западном Китае, большинство из которых испытало в конце своего развития (в конце триаса - начале юры) некоторое сжатие.

ЧЕТВЕРТЫЙ ЭТАП

Этап охватывает средний и поздний мезозой (юрский и меловой периоды, 210 - 65 млн. лет). Он ознаменован, главным образом, мощными проявлениями континентального рифтогенеза в восточных и северо-восточных частях Китая, а также на соседних с ними территориях Кореи, Монголии, Забайкалья и Приамурья (рис. 3). По времени рифтообразовательные процессы отвечают позднекиммерийскому или яньшаньскому тектоническому циклу. Различаются две эпохи активизации процессов растяжения континентальной коры и формирования рифтовых структур: ранне-среднеюрская и позднеюрско-раннемеловая. Последняя отличается более широким распространением и большим разнообразием проявлений активизации. Эпохи регионального растяжения чередовались с эпохами некоторого сжатия, происходившими на рубеже средней - поздней юры и в позднем мелу.

Типы тектонических областей Восточной Азии, подвергшихся в юрское и меловое время частичной деструкции коры и ставших ареной континентального рифтогенеза, весьма разнообразны. К их числу принадлежат палеозойские и древнекиммерийские складчатые области восточной части Урало-Монгольского пояса, в пределах которых возникла, в частности, Забайкальско-Восточномонгольская позднемезозойская рифтовая система, протяженностью более 1500 км и

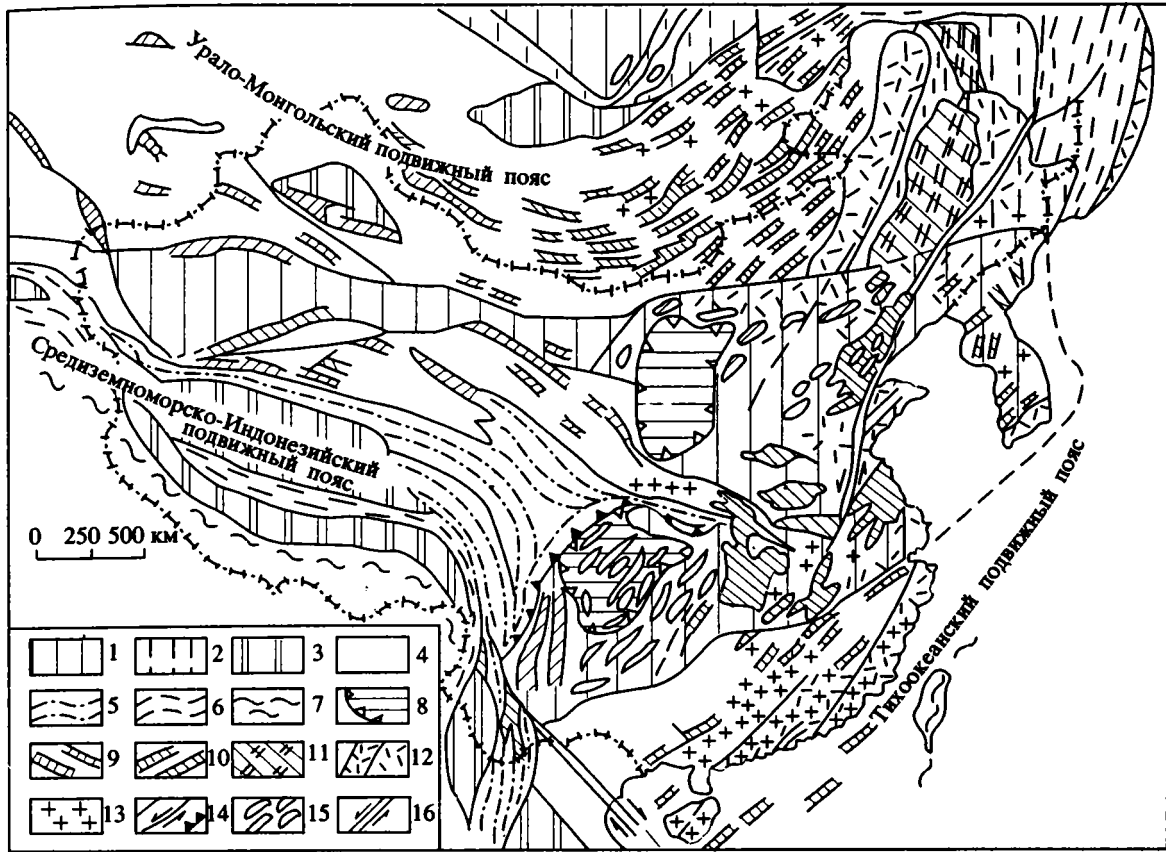


Рис. 3. Схема расположения средне-позднемезозойских рифтовых зон и одновозрастных им других тектонических структур Китая и смежных территорий (по [37] с изменениями и дополнениями автора).

1 – древние платформы; 2 – металаплатформенные области; 3 – срединные массивы; 4 – каледониды и герциниды; 5 – ранние киммериды или индосиниды; 6 – поздние киммериды и яньшаниды; 7 – геосинклинальные прогибы, завершившие развитие в кайнозое; 8 – синеклизы, выполненные юрскими и меловыми отложениями; 9 – грабены и односторонние грабены, выполненные верхнетриасовыми и нижне-среднеюрскими континентальными отложениями; 10 – грабены, односторонние грабены и впадины, выполненные верхнеюрскими и меловыми континентальными отложениями и вулканитами; 11 – погребенные юрско-меловые грабены под верхнемеловым чехлом синеклиз; 12 – поздне-мезозойские вулканические пояса (а) и области наземного известково-щелочного вулканизма, наложенные на другие структуры и образования (б); 13 – позднемезозойские гранитонды; 14 – разломы без расчленения морфологии (а), сдвиги (б) и надвиги (в); 15 – позднемезозойские (яньшаньские) складки чехла платформ; 16 – сдвиговая зона Тан-Лу.

шириной от 700 до 1000 км. Она состоит из более чем двухсот грабенообразных впадин, выполненных наземными вулканитами и континентальными, в значительной мере угленосными, отложениями позднеюрского и раннемелового возраста [6, 23, 31]. Позднемезозойским континентальным рифтогенезом также были затронуты: Буреино-Дунбейская металаплатформенная область, где в юре - раннем мелу образовались рифтовые системы Сунляо (рис. 4) и Амуро-Зейской впадины [6, 7, 40, 51]; юго-восток Сибирской платформы с юрско-раннемеловыми грабенами на Алдано-Становом щите [4, 5]; восточные части Северо-Китайской платформы с регенерированными грабенами в пределах древних Яньшаньского и Корейских авлакогенов и, возможно, новообразованными – в основании будущей кайнозойской Восточно-Китайской рифтовой системы. В меньшей мере, позднемезозойский рифтогенез проявился на Юж-

но-Китайской платформе, а также в прилегающих к ней с юго-востока каледонских и герцинских зонах Катазиатской складчатой системы Тихоокеанского пояса (в том числе – позднемезозойские грабены шельфа Южно-Китайского моря).

Для средне- и позднемезозойского рифтогенеза характерны обширность охваченных им пло-

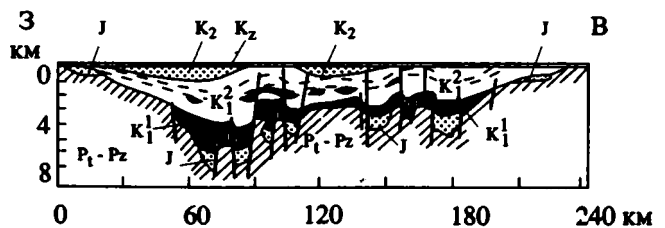


Рис. 4. Поперечный геологический разрез позднемезозойской рифтовой системы Сунляо в северо-восточном Китае. (По [33]). Черные линзы – залежи нефти, пунктирные линии – маркирующие горизонты.

щадей и обилие частных рифтовых впадин (более трехсот), имеющих сравнительно небольшие размеры. Развитие наиболее распространенной позднеюрско-раннемеловой генерации рифтовых зон сопровождалось интенсивными наземными извержениями (включая вулканический пояс Большого Хингана) и внедрением многочисленных массивов гранитоидов и завершалось деформациями сжатия, распространявшимися и на более западные районы Северо-Китайской и, особенно, Южно-Китайской платформ, а также сдвиго-надвиговыми и сдвиговыми смещениями по продольным и диагональным разломам (левосторонние сдвиги в

зоне субмеридионального разлома Тан-Лу), свидетельствующими о переориентировке общего плана тектонических напряжений [33].

Формирование многочисленных позднемезозойских зон растяжения, наложенных на самые различные тектонические области Восточной Азии, сопутствовавшие им проявления магматизма и завершающие деформации сжатия Яньшаньской тектонической эпохи, проявившиеся в широкой полосе, прилегающей с запада к Тихоокеанскому подвижному поясу (Пери-Пацифическом тектоническом поясе [21]) позволяют, по мнению

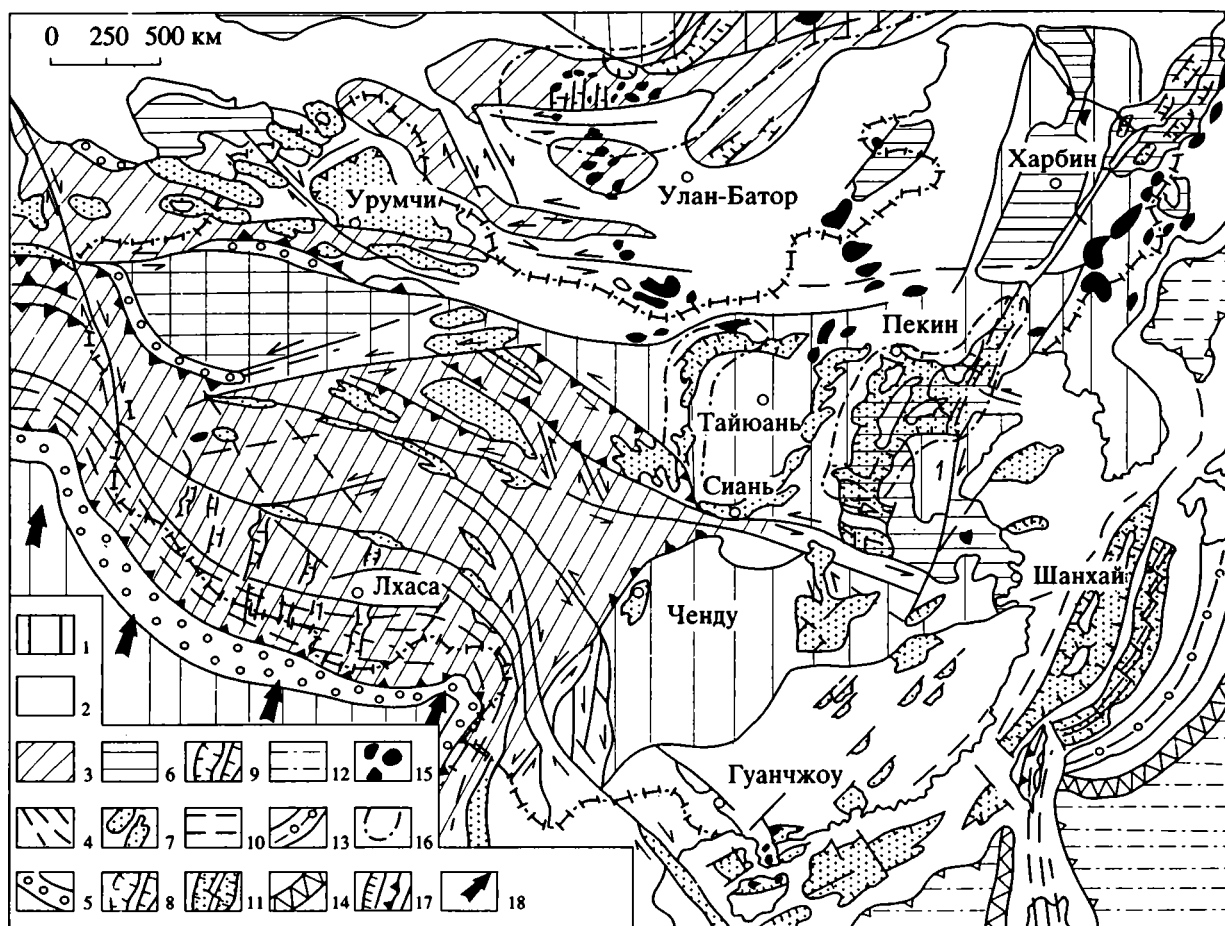


Рис. 5. Схема расположения кайнозойских рифтовых зон и одновозрастных им тектонических элементов Китая и смежных территорий. (Составлена по [36, 37] с добавлениями автора).

1 – древние платформы и метаплатформенные области; 2 – палеозойские и мезозойские складчатые области; 3 – зоны позднекайнозойского повторного горообразования (дейтероорогенеза); 4 – области кайнозойской эпигеосинклинальной складчатости и горообразования; 5 – позднекайнозойские краевые и предгорные прогибы; 6 – кайнозойский чехол типа синеклиз; 7 – кайнозойские межгорные впадины, формировавшиеся в условиях горизонтального сжатия; 8 – кайнозойские внутриконтинентальные впадины рифтового типа, формировавшиеся в условиях горизонтального растяжения (грабены, односторонние грабены); 9 – палеогеновые рифтогенные впадины, погребенные под неоген-четвертичным чехлом; 10 – 11 – позднекайнозойские глубоководные впадины окраинных морей: в зонах рассеянного спрединга (10), в зонах зачаточного сосредоточенного спрединга (11); 12 – глубоководные впадины окраинных морей с субокеанической корой в зонах раннекайнозойского спрединга; 13 – позднекайнозойские островные дуги; 14 – позднекайнозойские глубоководные желоба; 15 – позднекайнозойские базальты; 16 – контуры областей аномального развития астеносферы и приподнятого положения ее кровли; 17 – активные в позднем кайнозое разломы сбросового (а), сдвигового (б), взбросо-надвигового (в) типов и без расчленения морфологии (г); 18 – направления относительного горизонтального перемещения Индостанской литосферной плиты в кайнозое.

автора, рассматривать явления тектоно-магматической активизации, как “резонансные”. Это означает, что они возбуждены процессом развития этого пояса и, в более общем плане, – грандиозным процессом тектоно-магматического обновления ложа Тихого океана в мезозое [6].

Сторонники концепции тектоники плит (Бен-Аврахам Цви [15] и др.) предполагают, что причиной тектоно-магматической активизации восточной части территории Китая в позднем мезозое являлось существование в центральной части Южно-Китайского моря падающей к северо-западу зоны Бенъофа. Вдоль нее “плита Кула” субдуцировала под Евразийскую литосферную плиту. Наконец, согласно представлениям известного китайского геолога Чен Гоа разнообразные проявления тектоно-магматической активизации (формирование наложенных впадин, рифтогенез, орогенез), охватившие в мезозое и кайнозое обширные территории Китая (большая часть Китайской платформы, прилегающие к ней зоны Урало-

Монгольского пояса, а в кайнозое – Тибет) – представляют собой выражение автономного процесса преобразования платформенных и эпигеосинклинальных складчатых областей в тектонически подвижные области нового типа, которые он предложил называть структурами типа дива (геодепрессии) [13, 16].

На крайнем юго-западном участке Южно-Китайской платформы в мезозое была заложена рифтовая система Пан-Си, в известной мере возродившая структурный план протерозойского фундамента [28, 43, 44]. Она состоит из двух меридионально вытянутых грабенообразных впадин, разделенных горстообразным Мупаншаньским выступом метаморфического нижнепротерозойского комплекса (“Кам-Юннаньская ось”). Рифтогенезу предшествовало сводовое поднятие и позднепермские извержения базальтов Эмейшань. Затем последовало растяжение и заполнение грабенов континентальными отложениями верхнего триаса - нижнего мела (до 8 - 10 км). В середине

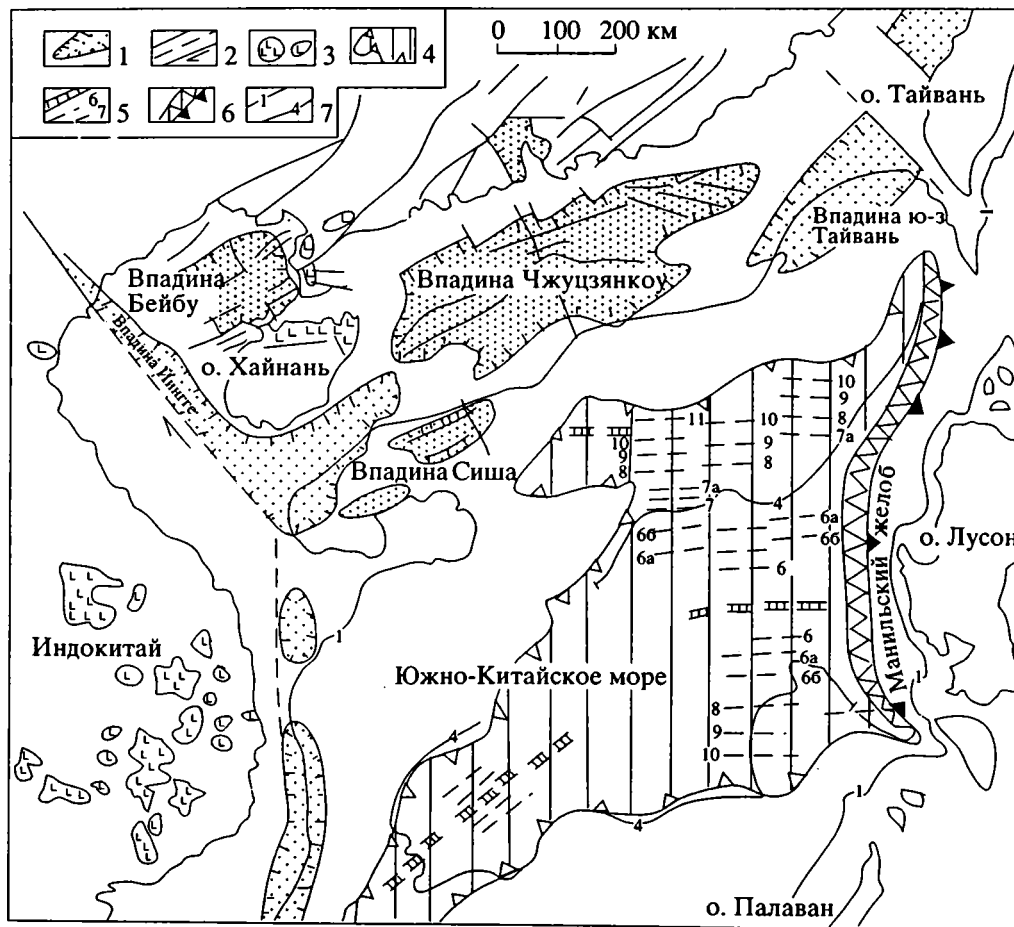


Рис. 6. Схема расположения позднемеловых и кайнозойских рифтогенных структур в пределах ложа Южно-Китайского моря. (Сост. по материалам [29, 50]).

1 – кайнозойские рифтогенные впадины и их группы на континентальной коре; 2 – кайнозойские разломы, в том числе сдвиги; 3 – покровы позднекайнозойских базальтов; 4 – глубоководные впадины с новообразованной палеогеновой океанической корой; 5 – древние оси спрединга и линейные магнитные аномалии с их предполагаемой нумерацией; 6 – глубоководный желоб и наклон связанной с ним фокальной зоны (показан черными зубчиками); 7 – изобаты (в км).

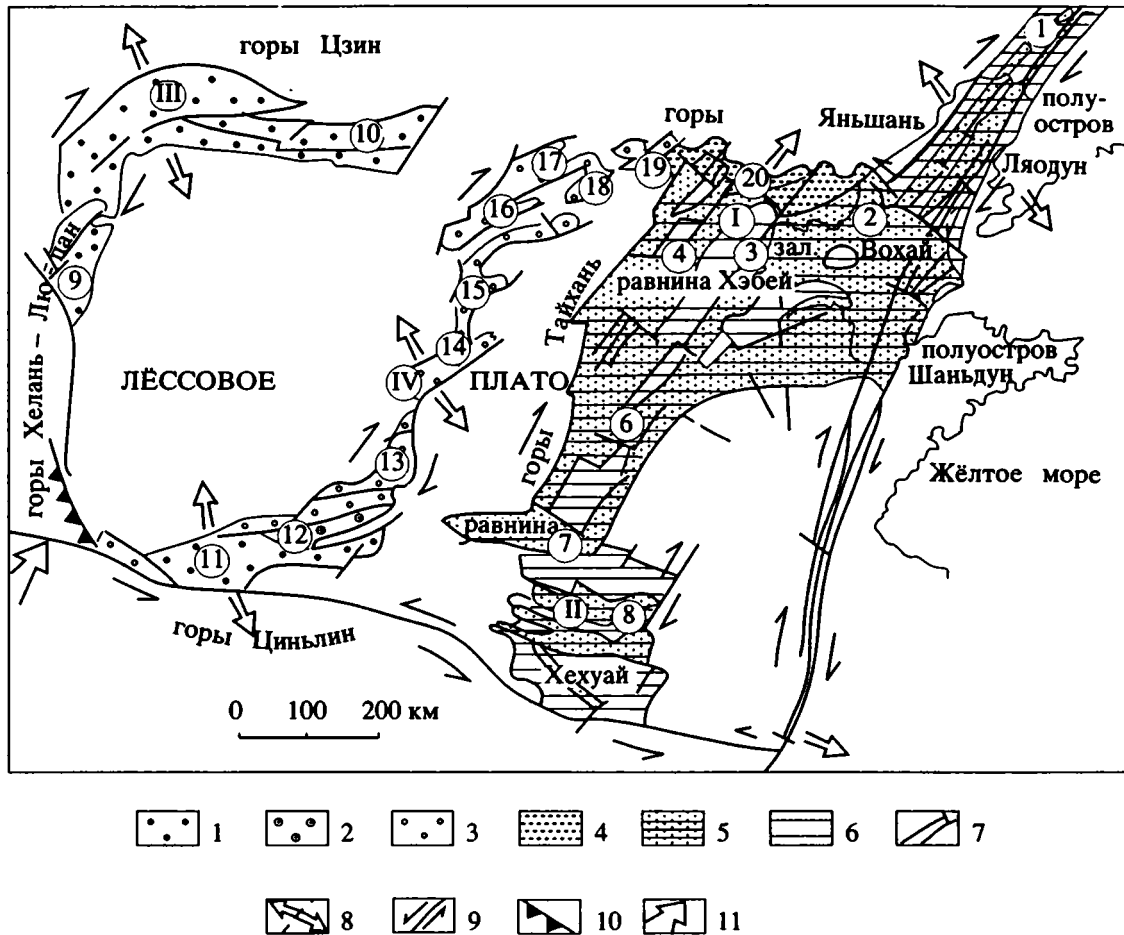


Рис. 7. Схема расположения кайнозойских рифтовых систем Северо-Китайской платформы. (По [53] с добавлениями автора).

1 - 3 - грабены западной группы рифтов, заложенные в позднем палеогене (1), в миоцене (2), в плиоцене (3); 4 - впадины четвертичного возраста; 5, 6 - восточная группа рифтов: палеогеновые впадины (5) и палеогеновые горсты (6); 7 - главные разломы; 8 - 10 - деформации растяжения (8) и сдвига (9), сжатия в зонах разломов (10); 11 - направления относительного горизонтального смещения крупных блоков литосферы. Цифрами на карте обозначены: I - рифтовая система Северо-Китайского бассейна: 1 - впадина Сяляо, 2 - впадина Бочжонг, 3 - впадина Хуанхуа, 4 - впадина Цзижонг, 5 - впадина Цзизань, 6 - впадина Линьцин; II - рифтовая система Хехуай: 7 - впадина Кайфын, 8 - впадина Чжоукоу; III - рифтовая система Цзиньчуань-Хэтао: 9 - грабен Цзиньчуань, 10 - грабен Хэтао; IV - рифтовая система Шаньси: 11 - грабен Бейхе, 12 - грабен Цзюнчен, 13 - грабен Фенхе, 14 - грабен Тайюань, 15 - грабен Сингдин, 16 - грабен Датун, 17 - грабен Саньган, 18 - грабен Юйсянь, 19 - грабен Янцинг, 20 - предгорная впадина хр. Ян.

мела рифтовая система Пан-Си отмерла и ее структура в результате усиления давления со стороны Средиземноморско-Гималайского пояса была осложнена складчатыми, взбросо-надвиговыми и сдвиговыми дислокациями. Деформации сжатия и взбросо-сдвиговые подвижки в этой зоне возобновлялись в кайнозое.

ПЯТЫЙ ЭТАП

Кайнозойский этап (65 - 0 млн. лет) истории рифтогенеза в Китае и сопредельных районах Азии последовал за эпохой почти полного прекращения рифтообразования в конце яньшаньского геотектонического цикла и был ознаменован но-

вой активизацией во многих тектонических областях юго-восточной Азии, а также некоторых зонах центральной Азии (рис. 5). Новая волна рифтогенеза в начале палеогена охватила западную ветвь Тихоокеанского подвижного пояса (Филиппинское, Южно-Китайское и Восточно-Китайское окраинные моря), где стал формироваться крупнейший Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс [9]. Позднее процессы рифтогенеза начали распространяться к западу и затронули в эоцене - олигоцене восточную часть Северо-Китайской платформы (Восточно-Китайская рифтовая система), затем в олигоцене - миоцене - ее центральную часть (Циркум-Ордосская рифтовая система). В плиоцене - антропогене рифтовые зоны стали

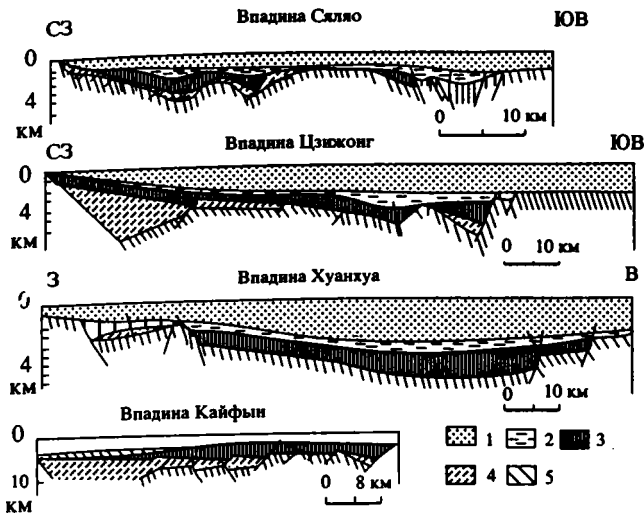


Рис. 8. Разрезы впадин Восточно-Китайской палеогеновой рифтовой системы. (По [53]).

1 – неоген и антропоген; 2 – верхний олигоцен (формация Дунцзин); 3 – верхний эоцен - нижний олигоцен (формация Шахэцзе); 4 – нижний - средний эоцен (формация Кундиан); 5 – докайнозойское основание.

формироваться также в Центрально-Азиатском сегменте Средиземноморского подвижного пояса (Южно-Тибетская рифтовая система) и некоторых районах Урало-Монгольского пояса и смежной с ним Байкальской метаплатформенной области (Байкальская рифтовая система) [6, 7].

В разных областях Китая и смежных регионах кайнозойский рифтогенез протекал в различных геодинамических обстановках и контролировался разнообразными тектоническими процессами глобального масштаба. Соответственно возникали и развивались рифтовые зоны, существенно различающиеся по своему строению, ориентировке и истории развития. Их общей чертой является то, что кайнозойские рифты, как “живые”, так и отмершие, пока что не подверглись деформациям сжатия, существенно изменившим первоначальную структуру многих более древних рифтовых зон.

В восточно-азиатских окраинных морях и восточных районах Китая кайнозойский рифтогенез был обусловлен возникновением в конце мела - палеогене крупнейшего рифтового пояса Земли – Западно-Тихоокеанского, сформировавшегося в западной части Циркум-Тихоокеанского подвижного пояса [9], но своим западным флангом наложившегося на восточную часть Северо-Китайской платформы. В связи с этим возникли многочисленные рифтовые зоны преимущественно северо-восточного или север-северо-восточного простирания. Относительно далеко – вплоть до полного разрыва континентальной коры или более или менее значительного спрединга океанической коры – зашли в своем развитии рифтовые зоны в восточной части ложа Южно-Китайского

морья [29, 50]. В трог Окинава на востоке Восточно-Китайского моря кайнозойский рифтинг привел к резкому утонению континентальной коры и почти полному ее разрыву [30 и др.]. В мелководных северо-западных частях обоих морей возникли типичные грабены и односторонние грабены, наложенные на палеозойды Катазиатской складчатой системы (рис. 6).

Развитие Восточно-Китайской и Циркум-Ордосской кайнозойских интракратонных рифтовых систем, возникших в восточной и средней частях Северо-Китайской платформы (рис. 7), протекало в обстановке взаимовлияния растяжения в западно-северо-западном направлении в Западно-Тихоокеанском рифтовом поясе и сжатия в юго-юго-западном направлении, происходившего в Центрально-Азиатской области коллизии Евразийской и Индостанской литосферных плит. В развитии более восточной, сформировавшейся в эоцене-олигоцене, обширной, состоящей из многочисленных глубоких грабенов, односторонних грабенов и горстов, вытянутых в север-северо-восточном направлении, Восточно-Китайской рифтовой системы [25, 32, 36, 37, 52, 53] большую роль играло растяжение в Западно-Тихоокеанском поясе. Однако, возникновение и пространственное положение системы были predeterminedены образованием (с палеоцена) обширного мантийного дипира под закладывающейся рифтовой системой, с развитием которого были связаны извержения толеитовых и щелочных базальтов [18]. Восточное и южное ограничения системы и конфигурация параллельных им рифтовых структур контролировались активными разломами субмеридиональной зоны Тан-Лу и субширотной Северо-Циньлинской зоны [20, 33], сдвиговые смещения вдоль которых в течение кайнозоя были преимущественно связаны с коллизией Индостанской и Евразийской литосферных плит. На рубеже палеогена и неогена активное развитие Восточно-Китайской рифтовой системы прекратилось и под ней в связи с охлаждением вещества верхней мантии стала формироваться обширная Северо-Китайская синеклиза, напоминающая наднадамогенные синеклизы большинства древних платформ (рис. 8).

На развитие Циркум-Ордосской рифтовой системы (рис. 9) [17, 48, 53], которое началось в олигоцене - миоцене и продолжается до современности, большее влияние оказал процесс столкновения литосферных плит. В частности, с ним связано давление в северо-северо-восточном направлении на Ордосский блок и обрамляющие его с запада и востока зоны со стороны Циньлина.

Западные районы Китая и смежные с ними области Средней Азии и Монголии развивались в кайнозое в обстановке сближения Евразийской литосферной плиты с Индостанской, а со второй половины палеогена – в условиях их непосредственной коллизии [38, 42]. Последняя вызвала

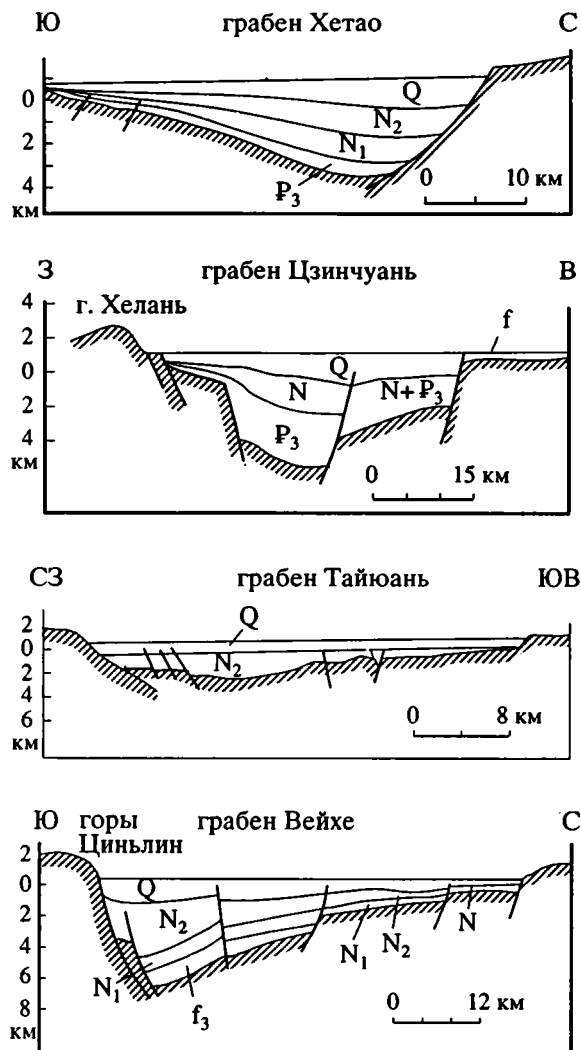


Рис. 9. Разрезы кайнозойских грабенов Циркум-Ордосской системы. (По [53]). Косой штриховкой показано докайнозойское основание.

сперва складчато-покровные деформации во фронтальной зоне их столкновения (Гималайская система Средиземноморского пояса), а затем деформации сжатия распространились в пределы лежащих к северу от Гималаев “жестких” тектонических зон Евразийской плиты, принадлежащих к Средиземноморскому подвижному поясу (Южно- и Северо-Тибетский массивы, Памирская, Каракорумская и Куньлуньская складчатые системы, Цайдамский массив, Алтынтагская и Наньшаньская зоны), а также западной части Северо-Китайской платформы и средней части Урало-Монгольского подвижного пояса (от Тяньшаня до Алтая и Тувино-Монгольского массива). В этих зонах горизонтальное сжатие континентальной коры, постепенно распространявшееся к северо-северо-востоку, реализовывалось несколькими способами: в форме крупных пологих изгибов коры или ее верхней части (выпуклых и вогну-

тых), продольных взбросо-надвигов, а также диагональных левосторонних сдвигов субширотного и восток-северо-восточного простирания (например, Алтынтагский сдвиг) и правосторонних – юго-восточного простирания. На отдельных участках сдвиговых зон возникали узкие линзовидные, клиновидные или ромбовидные в плане грабены (pull-apart basins), представляющие собой один из своеобразных типов позднекайнозойских рифтогенных структур Западного Китая. К другому типу новейших рифтогенных структур этого региона принадлежат возникающие в едином кинематическом парагенезе с отмеченными выше структурами сжатия, вытянутые в северо-северо-восточном направлении многочисленные грабены, установленные в Южном Тибете и смежных северных зонах Гималаев [26, 39, 41].

Высокий тепловой поток, проявления гидротермальной активности и новейшего вулканизма говорят о формировании Южно-Тибетской рифтовой системы над активным мантийным диапиром. Возможно, что не без влияния общего сжатия коры развивались в неогене - антропогене рифтовые зоны субмеридионального и северо-восточного простирания и в расположенной значительно севернее Байкальской рифтовой системе, также приуроченной к апикальной части обширного мантийного диапира [6, 7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор процессов рифтогенеза на огромной территории Китая и прилегающих районах суши и окраинных морей на протяжении большей части геологической истории позволяет наметить общие закономерности и тенденции в расположении рифтовых зон различного возраста и эволюции рифтообразования в этом обширном регионе в ходе истории Земли.

1. Структуры рифтоподобного и рифтового типа впервые (?) появляются на территории Китая в раннем протерозое и наиболее активно развиваются в позднем докембрии (рифее). В палеозое - начале мезозоя их относительная роль в целом заметно снижается, а в позднем мезозое и кайнозое вновь возрастает и достигает максимума.

2. Наиболее древние из типичных рифтовых зон, сохранившихся в слабо измененном виде в современной тектонической структуре Китая, формировались в позднем докембрии на древних платформах в связи с процессами деструкции земной коры планетарного масштаба, приведшими к заложению подвижных поясов и обособлению древних платформ, внутри которых возникали различно ориентированные линейные зоны более слабого растяжения коры – авлакогены.

В среднем-позднем палеозое и, особенно, мезозое и кайнозое рифтогенез распространился на некоторые области подвижных поясов, завершав-

ших или уже завершивших свое геосинклинальное развитие и превратившихся в разновозрастные складчатые области. В результате возникли синорогенные и эпиорогенные рифтовые зоны в Урало-Монгольском, Средиземноморском и Тихоокеанском подвижных поясах. Вместе с тем, на протяжении фанерозоя на древних платформах возобновлялось развитие некоторых ранее заложенных рифтовых зон (авлакогенов) и периодически в их пределах возникали новые рифтовые зоны, причем процесс формирования резко активизировался в кайнозое. В палеозое и триасе происходило также развитие рифтоподобных авлакогеосинклинальных зон, завершившееся более интенсивными, чем в типичных рифтовых зонах, деформациями сжатия.

3. Если в позднем докембрии и палеозое на территории Китая формировались одиночные, мало связанные между собой, рифтовые зоны, то в мезозое и кайнозое, как правило, возникали сложные рифтовые системы, состоящие из многих (десятков и первых сотен) рифтовых зон, в ходе заложения и развития которых кора испытывала значительно большее субширотное горизонтальное растяжение, чем в докембрийские эпохи рифтогенеза.

4. Длительность развития отдельных рифтовых и рифтоподобных зон, а позднее и рифтовых систем со временем сокращалась от нескольких сот миллионов лет в позднем докембрии до нескольких десятков миллионов лет в мезозое и кайнозое.

5. Для большинства рифтовых и рифтоподобных (авлакогеосинклинальных) зон характерна моноцикличность, но некоторые из них развивались полициклично. Для большинства генераций рифтовых и рифтоподобных зон характерны более или менее значительные проявления сжатия, завершавшие циклы их развития. Эти деформации происходили синхронно с аналогичными, но более интенсивными деформациями в подвижных поясах, в частности, в эпохи исседонской или дальсландской, байкальской, каледонской, герцинской, индосинийской и яньшаньской складчатостей. Лишь в кайнозойских рифтовых зонах и системах пока не проявились деформации сжатия, в том числе даже в тех из них (Восточно-Китайская рифтовая система), которые закончили свое развитие в конце палеогена и были погребены под образовавшимися над ними впадинами типа синеклиз. Эта особенность кайнозойских рифтовых зон и систем свидетельствует о том, что развитие земной коры в пределах восточной части Китая и прилегающих к ней окраинных морей на протяжении всего кайнозоя протекало в обстановке преобладания неравномерно проявившихся на площади и во времени деструктивных процессов, и, в частности, значительного горизонтального

растяжения в субширотном и юго-восточном направлении.

6. Синхронность или близость во времени эпох заложения или регенерации рифтовых и рифтоподобных зон, а также деформаций сжатия, завершавших развитие многих из них, с аналогичными эпохами в циклах геосинклинального развития подвижных поясов, свидетельствует в пользу пульсационного режима движений земной коры в пределах территории Китая и всей Евразии, а, возможно, и в глобальном масштабе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Ст. 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. № 6. С. 9 - 23.
2. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М. : Недра, 1986. 196 с.
3. Гатинский Ю.Г., Дао Динь Тхук. Особенности геологического строения и развития палеорифтовой зоны Шонгда (р. Черной) во Вьетнаме // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Вып. 3. С. 12 - 25.
4. Геология Кореи. М. : Недра, 1965. 264 с.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на платформах). М. : Недра, 1983. 280 с.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М. : Недра, 1987. 298 с.
7. Милановский Е.Е. Геология СССР. М. : Изд-во Моск. ун-та. Ч. 1. 1987. 416 с.; Ч. 2. 1989. 272 с.; Ч. 3. 1991. 272 с.
8. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. Междувед. геофиз. ком. Рез-ты исследований по международным геофизическим проектам. М. : Изд-во ВИНТИ, 1991. 148 с.
9. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 4. С. 3 - 15.
10. Основы тектоники Китая. М. : Госгеолтехиздат, 1962. 528 с.
11. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М. : Недра, 1988. 384 с.
12. Хуан Цзицин. Новые данные по тектонике Китая // 27 МГК, Коллоквиум Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М. : Наука, 1984. С. 11 - 24.
13. Чен Гоода. Область дива – послеплатформенная подвижная область нового типа // Scientia Sinica. 1965. Vol. XIV. N. 10. P. 1478 - 1497.
14. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М. : Наука. 1983. 198 с.
15. Ben-Avraham Zwi. The evolution of marginal basins and adjacent shelves in East and Southern Asia // Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 269 - 288.

16. *Chen Guoda*. Recent researches on the diwa (geodepression) tectonics // Changsha Inst. of Geotectonics. Acad. Sinica. Hunan. China. 1979. 11 p.
17. *Chen Guoda*. On the geotectonic nature of the Fen-Wei rift system // Tectonophysics. 1987. V. 143. N. 1 - 3. P. 217 - 223.
18. *Chen Wenji, Liu Ruoxin, Sun Jianzhong*. The temporal-spatial distribution of Cenozoic basins and the evolution of North China basin // Cont. rifts and deep internal processes. Research on recent crustal movements. I. Inst. geol., State Seismolog. Bureau. Beijing, Seismological press. 1985. P. 50 - 57.
19. *Cheng Yuqi, Sun Dazhong, Wa Jiachen*. Evolutionary megacycles of the early Precambrian Proto-North China platform // Journ. of Geodynamics. 1984. V. 1. P. 251 - 277.
20. Continental rifts and deep internal processes, Research on recent crustal movements. I. Inst. Geol., State Seismolog. Bureau. Beijing. Seismological press. 1985. 156 p.
21. *Cui Chenngqin, Li Jinrong, Zhao Yue*. On the Lashanian movements of Peri-pacific tectonic belt in China and its adjacent areas // Scientific papers on geology, prepared to the 27 Int. Geol. Congr. Beijing. China. 1985. P. 221 - 234.
22. Deep internal processes and continental rifting / Ed. by C. Froidevaux and Tan Tjong Kie. Tectonophysics. Spec. issue, 1987. V. 138. N. 3/4. 334 p.
23. Fault basin analysis and coal accumulation. An approach to sedimentation, tectonic evolution and energy resource prediction in the Late Mesozoic Fault basins of Northeastern China / Ed. Li Sitian. Geol. publ. house. Beijing. 1988. 368 p.
24. *He Guoqi, Wang Shiguang, Cui Guangzhen, Shao Jian*. On the features of reactivation of the Sino-Korean plate // Tectonophysics, 1985. V. 100. P. 119 - 120.
25. *Hellinger S.J., Shedlock K.M., Sclater J.G., Ye Hong*. The Cenozoic evolution of the North China basin // Tectonics. 1985. V. 4. N. 3. P. 343 - 358.
26. Himalayan geology. Int. Symposium on geology of the Himalayas. Chengdu. 1984. Abstracts. China. 1984.
27. *Huang Chi-Ching*. An outline of the tectonic characteristics of China // Ecol. geol. Helv. 1978. V. 71. N. 3. P. 611 - 635.
28. International Symposium on deep internal processes and continental rifting (DIPCR), 1985. Chengdu. China (abstracts). China Acad. Publ., Beijing. China. 1985. 252 p.
29. *Ke Ru, Pigott J.D.* Episodic rifting and subsidence in the South China Sea // Amer. Ass. Petrol. Bull. 1986. V. 70. N. 9. P. 1113 - 1155.
30. *Lee C.S., Shore G.G., Bibee L.D., Lu R.S., Holde T.W.C.* Okinawa trough: origin of a back arc basin // Marine geology. 1980. V. 35. P. 219 - 241.
31. *Li Sitian, Yang Shigong, Wu Chonglong, Huang Jiafu e.a.* Late Mesozoic rifting in North-East China and North-East Asia basin System // Scientia Sinica (Series B). 1988. V. XXXI. N. 2. P. 246 - 256.
32. *Liu Guodong*. The Cenozoic rift system of the North China plain and the deep internal processes. Tectonophysics. 1987. V. 133. N. 3 - 4. P. 277 - 285.
33. *Lu Huafu, Lu Hongnian, Ding Youwen, Zhong Qinglong*. Changing stress field in the middle segment of the Tan-Lu fault zone, Eastern China // Tectonophysics. 1983. V. 98. P. 253 - 270.
34. *Mattauer M., Matte Ph., Malawielle J., Tapponier P., Maluski H., Xu Zhi Qin, Lu Yi Lun, Tang Yao Qin*. Tectonics of the Qinling belt: build-up and evolution of Eastern Asia // Nature. 1985. V. 317. P. 496 - 500.
35. *Ma Xingyan*. Taphrogenesis through the geological history of China // Continental rifts and deep internal processes. Research on recent crustal movements. I. Inst. Geol., State Seismological bureau. Seismological press. Beijing. 1985. P. 5 - 16.
36. *Ma Xingyan*. Lithospheric dynamics of China // Episodes. 1988. V. 11. N. 2. P. 84 - 90.
37. *Ma Xingyan, Wu Daning*. Cenozoic extensional tectonics in China // Tectonophysics. 1987. V. 133. N. 3 - 4. P. 243 - 255.
38. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effect of continental collision // Science. 1975. V. 189. N. 4201. P. 419 - 426.
39. *Ni J., York J.E.* Late Cenozoic tectonics of the Tibetan plateau // Journ. Geophys. Res. 1978. V. 83. N. 11. P. 5377 - 5384.
40. *Shedlock K.M., Hellinger S.J., Je Hong*. Evolution of the Xialiao basin // Tectonics. 1985. V. 4. N. 2. P. 171 - 181.
41. Sino-French cooperative investigation in Himalayas, 1980 / Ed. Li Guangcen. I.L. Mercier. Geol. Publ. Hause. Beijing. 1984. 422 p.
42. *Tapponier P., Molnar P.* Active faulting and tectonics in China // Journ. Geophys. Res. 1971. V. 82. P. 2905 - 2930.
43. *Tang Tjong Kie*. Geodynamic evolution of the Panxi rift // Tectonophysics. 1987. V. 133. N. 3 - 4. P. 287 - 309.
44. *Wang Dongpo, Liu Zhaojin, Liu Wan Zhu e.a.* Sedimentary characteristics of Panxi abandoned rift zone. A paper presented to Int. Symposium on deep internal processes and continental rifting. Chengdu. 1985. Changchun College of Geology. 1985. 12 p.
45. *Wang Hongzhen*. Proterozoic to triassic aulacogens and rift-geosynclines in China // Int. Symp. deep intern. processes and cont. rifting. 1985. Chengdu, China (abstracts). China Acad. Publ., Beijing. China. 1985. P. 174 - 175.
46. *Wang Hongzhen*. A synopsis of the tectonic development of South China // Tectonic history of the ancient continental margins of South China. 1986. P. 1 - 15.
47. *Wang Hongzhen, Qiao Xifu*. Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // Geol. Magazin. 1984. 121 (6). P. 559 - 614.
48. *Wang Jing-Ming*. The Fenwei rift and its recent periodic activity / Tectonophysics. 1987. V. 133. N. 3 - 4. P. 257 - 275.
49. *Wang Liangchen*. Paleostuctural paleogeographic outline and model of intraplatform through development in

- Late Devonian Hunan-Guanxi area // Tectonic history of the ancient continental margins of South China. 1986. P. 231 - 241.
50. *Wu Jinmin*. Cenozoic basins of the South China Sea. Episodes, 1988. V. 11. N. 2. P. 91 - 97.
51. *Yang Wanli, Li Yongkang, Gao Ruigi*. Formation and evolution on nonmarine Petroleum in Songliao basin, China // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1985. V. 69. N. 7. P. 1112 - 1122.
52. *Ye Hong, Shedlock K.M., Hellinger S.L., Sclater J.G.* The North China basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin // Tectonics. 1985. V. 4. N. 2. P. 153 - 170.
53. *Ye Hong, Zhang Botao, Mao Fungying*. The Cenozoic tectonic evolution of the great North China: two types of rifting and crustal necking in the great North China and their tectonic implications // Tectonophysics. 1987. V. 133. N. 3 - 4. P. 217 - 227.
54. *Zhang Guowei, Zhon Dingwu, Cao Anlin e.a.* The Qinling Proterozoic rift system and the connected deep seated geological processes // Int. Symposium on deep int. proc. and cont. rifting. 1985. Chengdu. China (abstracts). China Acad. Publ., Beijing. China. P. 224.

Рецензент: А.А. Моссаковский

Major Stages of Rifting on the Territory of China

Ye. Ye. Milanovsky

The territory of China and adjacent countries show widespread continental riftogenic structures. Proto-rifting units (eastern North China Platform) belong to the Early Proterozoic. The Late Proterozoic featured aulacogens (North China and South China platforms) which lost their activity in the Paleozoic - Triassic. At that time, the periphery of the platforms accommodated aulaco-geosynclinal troughs, while mobile belts housed epi-orogenic rift zones. The latter were abundant at the Middle - Late Mesozoic stage in the Ural-Mongolian belt (Trans-Baikal-Eastern Mongolia rift system). They coexisted with the emergent rift zones of the Bureya-Dunbei meta-platform region and in the North China Platform. The Cenozoic stage showed intense rifting in the southeastern and eastern margins of Asia adjoining the West Pacific rift belt. In the west of China, the Late Cenozoic collision of the Eurasian and Hindustan plates produced rifting zones stretched in the direction of the horizontal stress, and narrow grabens in the strike-slip zones.

УДК 551.242.2(234.85)

ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ УРАЛА

© 1993 г. В. Н. Пучков

Институт геологии БНЦ УрО РАН, г. Уфа

Поступила в редакцию 28.09.92 г.

Докембрийские палеоокеанические структуры на Урале хотя и выявляются, однако их действительное распространение и роль до сих пор до конца не поняты, что связано с ошибками и неопределенностями в стратиграфии метаморфизованных офиолитов. Это показали, в частности, недавние находки конодонтов в максютовском комплексе. Реликты палеозойских океанических структур развиты несравненно более широко и не унаследованы от рифейских, замкнувшихся в результате вендской коллизии. Заложение палеозойских океанических структур произошло в позднем кембрии - раннем ордовике в результате рифтогенеза на краю Восточно-Европейского континента и выразилось в образовании Уральского палеоокеана и ряда микроконтинентов в нем. К рифтовым формациям, предвещающим образование этих структур, принадлежит, наряду с другими, формация олистостромов, имеющая позднекембрийский возраст, но содержащая раннекембрийские известняки. В течение всего периода существования, с ордовика по карбон, Уральский палеоокеан ограничивался с одной стороны пассивной окраиной Восточно-Европейского (Еврамерийского) континента, с другой – активной окраиной Казахстано-Киргизского. Последний быстро аккрегировал, постепенно сближаясь с Еврамерийским. Уральская складчатая область возникла в результате коллизии указанных континентов в каменноугольно-пермское время.

Мысль о том, что на Урале широким развитием пользуются геологические формации, некогда принадлежавшие структурам океанического дна и обрамлявших его континентальных окраин, начала завладевать умами уральских геологов в 70-х годах [25, 47, 51, 61 и др.]. В это время А.В. Пейве и С.Н. Иванов организовали геологические экскурсии на Среднем и Северном Урале с участием многих авторитетных геологов, этого региона и демонстрацией ряда ключевых объектов. Несмотря на то, что далеко не все участники приняли новые идеи, результаты дальнейших геологических исследований на Урале, в других складчатых областях и в современных океанах все с большей очевидностью показывали необходимость отхода от традиционных положений геосинклинальной теории в пользу актуализма и тектоники литосферных плит. В последующие годы исследователями Урала была составлена Тектоническая карта Урала на принципиально новой основе [43] и опубликован целый ряд крупных работ, посвященных тем или иным сторонам указанной проблемы [17, 21, 52, 56, 64, 73].

Опираясь на вышеупомянутые и многие другие опубликованные работы, автор хотел бы подытожить результаты определенного этапа исследований палеоокеанических структур Урала в виде краткой резюмирующей модели (рис. 1, см. рис. 5). Но еще более важной представляется необходимость обратить внимание на малоизвестные и противоречивые факты, уделить внимание спорным и неоднозначным трактовкам взаимоотно-

шений и геологической истории палеоокеанических структур Урала, не обходя “острых углов”.

Одним из самых трудных и далеких от решения вопросов геологии Урала является проблема места палеоокеанических структур в его протерозойской геологической истории. Нами и другими исследователями уже достаточно давно отмечалось резкое различие формационного состава и характера структур преимущественно рифейско-вендского возраста, развитых на западном склоне севера Урала (Центральноуральская мегазона), и палеозоя его восточного склона (Тагило-Магнитогорская мегазона, см. рис. 1) [11], хотя на севере Урала и те, и другие традиционно причислялись к эвгеосинклинали. В дальнейшем С.Н. Иванов [24] пришел к выводу о негеосинклинальном характере рифейско-вендских (байкальских) структур. По сути дела, уже тогда геосинклинальные структуры отождествлялись с океаническими [58], так что в данном случае речь шла об отсутствии в байкалидах палеоокеанических структур.

Резко контрастируют с этими взглядами представления В.И. Ленных, Т.Т. Казанцевой, В.П. Парначева, В.М. Пыстина [29, 37, 42, 60]. Они справедливо отмечали наличие на Урале офиолитов, метаморфизованных в высоких фациях (на севере это, например, эклогиты Слюдяной горки [67], эклогит-глаукофановые комплексы Герд-ю и Нерка-ю, гранулиты и амфиболиты Хорд-юса, амфиболиты к востоку от Сыум-Кеу (малыкский комплекс); амфиболиты и зеленые сланцы Хараматолоуской депрессии; на Среднем и

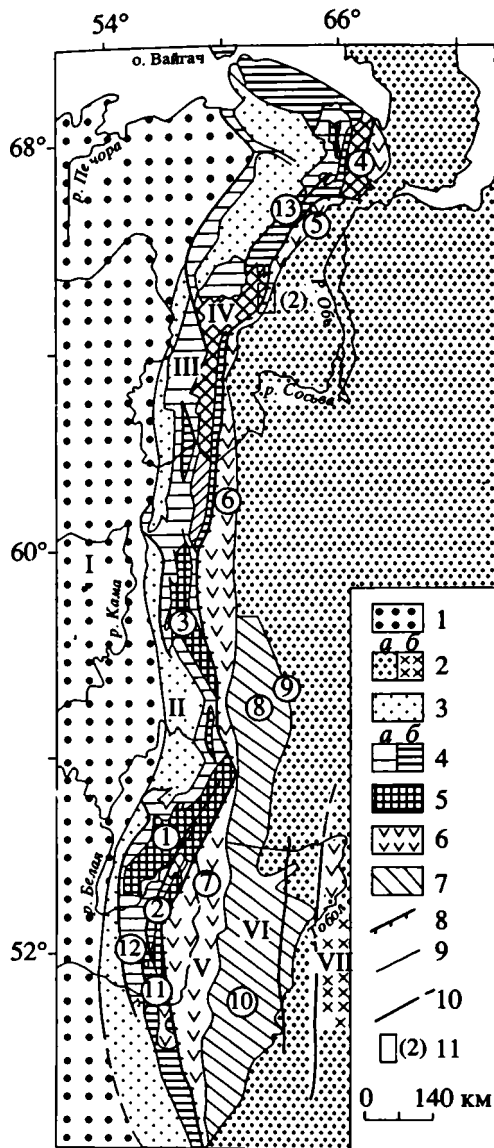


Рис. 1. Схема структурного районирования Урала.
 1 – отложения чехла Русской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита: а – чехол, б – палеозойские отложения Зауральской мегазоны под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская палеозойская мегазона: а – осадки Бельско-Елецкой и б – Зилаиро-Лемвинской зон; 5 – Центральноуральская протерозойская мегазона (поднятия – цифры в кружках: 1 – Башкирское, 2 – Уралтау, 3 – Кваркушское, 4 – Харьбейское); 6 – Тагило-Магнитогорская палеозойская мегазона осадков и вулканитов океанических формаций; 7 – Восточно-Уральская мегазона протерозоя и палеозойских осадков; 8 – Главный Уральский глубинный разлом; 9 – границы мегазон и зон (упомянутые в тексте зоны показаны цифрами в кружках: 5 – Войкарская, 6 – Тагильская, 7 – Магнитогорская, 8 – Ржевская, 9 – Восточная вулканогенная, 10 – Восточно-Мугоджарская, 11 – Сакмарская, 12 – Зилаирская, 13 – Лемвинская); 10 – разломы; 11 – положение рис. 2. Римские цифры: I – Русская платформа; II – Предуральский краевой прогиб, III – VII – мегазоны: III – Западно-Уральская, IV – Центральноуральская, V – Тагило-Магнитогорская, VI – Восточно-Уральская, VII – Зауральская.

Южном Урале это прежде всего зональный комплекс сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского антиклинория и максютковский комплекс. Все эти комплексы были отнесены к докембрию. Вряд ли следует доказывать, что высокий метаморфизм – еще не показатель древнего возраста; указанные авторы, по-видимому, этого не считают. Однако других аргументов в пользу древнего возраста большинства из упомянутых комплексов метаофиолитов практически нет. Определения абсолютного возраста там, где они есть, в большинстве случаев недостаточно корректны и убедительны.

В 70-х годах высказывались и структурные соображения, не позволяющие разделять офиолиты, на высокометаморфизованные докембрийские и низкометаморфизованные палеозойские [38, 47]. Для крупнейшего Войкарского офиолитового массива на Полярном Урале в последнее время эти соображения подтверждаются углубленными петролого-геохимическими исследованиями [15]. Показано, в частности, что Хордююский массив не принадлежит офиолитовой ассоциации и представлен оливинowymi габбро, метаморфизованными в гранулитовой фации и по геохимическим признакам близкими к габброидам Платиноносного комплекса. Примыкающие же к ним с востока офиолиты метаморфизованы предположительно в различной степени в зависимости от расстояния до зоны субдукции или подошвы глубинного, “горячего”, шарьяжа, но не от возраста.

Что же касается биостратиграфии, то в применении к позднепротерозойским отложениям ее методы работают, и то с известной условностью, лишь для шельфовых фаций, тогда как осадочные отложения среди вулканитов офиолитовой триады обычно глубоководны. Резервы включения каких-либо новых групп органических остатков в стратиграфические исследования малоочевидны (возможно, меланоцириллумы). Таким образом, от биостратиграфии в ближайшее время трудно ожидать положительного ответа на вопрос о протерозойском возрасте офиолитов. Что же касается отрицательного ответа, то его возможности на Урале далеко не исчерпаны. Свидетельство этому – недавние находки конодонтов в мраморах среди метабазитов максютковского комплекса [16], говорящие о палеозойском (а в одной из точек – позднесилурийском) возрасте вмещающих толщ. Сами по себе эти находки объяснимы, если иметь в виду устойчивость конодонтового вещества (апатит); подобные случаи описаны в литературе [74]. Надо сказать, что они и не вызвали у автора большого удивления. Докембрийский возраст меланократовой части комплекса давно ставился под сомнение. В свое время авторы Тектонической карты Урала изобразили максютковский комплекс и его аналоги как “комплексы меланократового основания океанической стадии неясного возраста нерасчлененные” [43].

Находки палеозойской фауны в максютовском комплексе ставят ряд вопросов, и прежде всего – вопрос о том, какую часть комплекса они датируют. Надо иметь в виду, что поразительной особенностью строения комплекса является сочетание в разрезе метафиолитов и существенно аркозовых толщ. Считалось, что существенно аркозовые и существенно базитовые толщи (симатические и сиалические) дважды повторяются в разрезе (галеевская, кайраклинская, юмагузинская и карамалинская свиты) [16]. Одна из возможных интерпретаций этого факта содержится в предположении [7], что сочетание апоаркозов и метафиолитов в разрезе – результат шарьирования. Проведенное в последнее время геологами ПО “Башкиргеология” и “Оренбурггеология” детальное картирование привело к выводу о двучленном, а не четырехчленном строении комплекса. Все вместе взятое дает основание предположить, что комплекс состоит из параавтохтона и аллохтона. Первый представлен существенно аркозовыми толщами с дайками и силлами метабазитов. Возможно, возраст праавтохтона докембрийский (во всяком случае, осадочные цирконы из пород параавтохтона говорят о докембрийском возрасте размывавшегося сиалического массива). Аллохтон же представлен измененными базитами, ультрабазитами и углеродсодержащими глинистыми и кремнистыми породами. И аллохтон, и параавтохтон метаморфизованы как единое целое в послесилурийское время после или в момент шарьирования в эклогит-глаукофансланцевой фации. Это не исключает возможности того, что ранее и аллохтон, и параавтохтон испытали метаморфизм порознь.

Такая модель может потребовать и некоторого пересмотра представлений о возрасте и взаимоотношениях метаморфических комплексов, подобных максютовскому, на севере Урала (неркаюский и парусшорский, хараматолоуский, гердизский). В 60-х годах в парусшорском и хараматолоуском комплексах геологи-съемщики находили палеозойскую фауну плохой сохранности, однако в последующие годы эти находки повторить не удалось, что привело многих к убеждению, что мы имеем дело с докембрием. Сейчас встает проблема ревизии этих комплексов. В качестве примера рассмотрим подробнее проблему взаимоотношения неркаюского и парусшорского комплексов правобережья р. Хулги на Приполярном Урале [32, 34], рис. 2. Преимущество этого района перед Урал-Тау в том, что при большом сходстве с максютовским комплексом геологические взаимоотношения здесь более просты и наглядны.

Вытянутый в субмеридиональном направлении на 80 км блок метаморфических пород, расположенный на правобережье р. Хулги к западу от Главного Уральского разлома, сложен двумя комплексами: неркаюским и перекрывающим его парусшорским. Первый из комплексов представлен

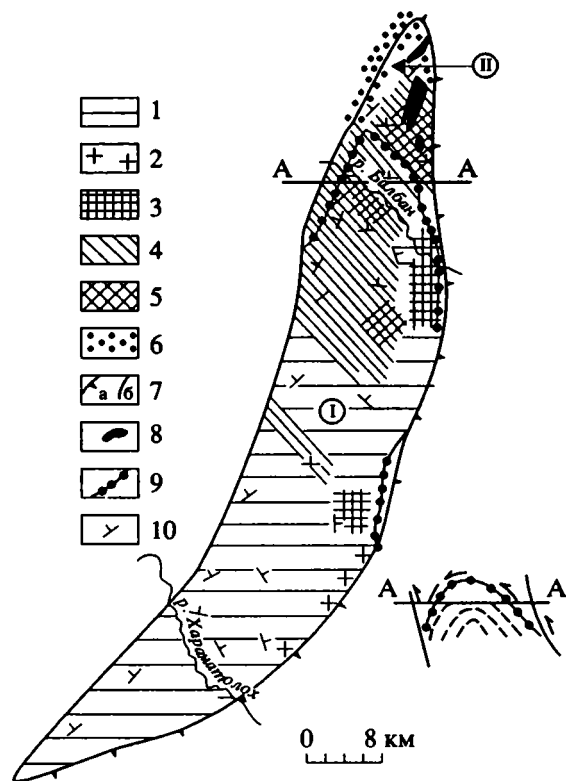


Рис. 2. Схема метаморфической зональности неркаюского (I) и парусшорского (II) метаморфических комплексов на Приполярном Урале [32 с изменениями].

1, 2 – минеральные парагенезисы раннего, плутонометаморфического этапа: 1 – гранат-барруазитовый, 2 – гранат-биотитовый; 3-6 – парагенезисы позднего, постшарьажного, эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма: 3 – гранат-омфацил-барруазитовый, 4 – гранат-глаукофановый, 5 – гранат-омфацил-глаукофановый, 6 – эпидот-глаукофановый; 7 – разломы: а – Главный Уральский, б – Эрепшорский; 8 – серпентиниты; 9 – подошва шарьяжа; 10 – элементы залегания пород.

преимущественно лейкократовыми кристаллическими сланцами (гранат-барруазит-фенгит-альбитовыми, эпидот-гранат-фенгит-альбит-кварцевыми, гранат-альбит-биотит-кварцевыми и др.) с прослоями и дайками метабазитов, превращенных в гранат-барруазитовые амфиболиты. Кристаллические сланцы обычно смяты в изоклинальные складки с пологопадающими осевыми плоскостями, как это часто бывает в термальных куполах. В северной части района в них наблюдаются более поздние эклогиты и гранат-глаукофановые сланцы. Парусшорский комплекс перекрывает и периклинально облекает неркаюский на севере и представлен гранат-биотит-кварцевыми, кварцитовидными, часто графитистыми, гранат-глаукофан-альбит-кварцевыми, гранат-биотит-хлоритид-фенгит-альбитовыми, гранат-глаукофановыми сланцами и эклогитами. Эклогитизация наложена не только на базиты, но и на вмещающие их существенно кварцсодержащие породы. Глауко-

фанизация, судя по наблюдениям в шлифах, происходила почти одновременно с эклогитизацией и, возможно, определяется присутствием воды. Зоны эклогитизации в парусшорском комплексе расположены на простирании неркаюских и, вероятно, синхронны с ними по времени. Помимо metabазитов, в парусшорском комплексе присутствуют тела серпентинитов. Метабазиты неркаюского и парусшорского комплексов существенно отличаются. Так, на диаграмме Пирса и Канна, построенной по наиболее устойчивым элементам (Ti, Zr, Y), составы наиболее сохранившихся неркаюских метабазитов попадают в поле континентальных базальтов, а парусшорских – в поля СОХ и островодужных толеитов [34]. При всей условности применения геохимических критериев для характеристики метаморфических ортопород эти и другие различия весьма показательны.

В целом создается впечатление, что на правом берегу р. Хулги мы имеем дело с метаморфизованным шарьяжем, где параавтохтон представлен, судя по его мезоструктурам и составу, сиалическим блоком, выколотым из приадрерной части куполовидного метаморфического поднятия протерозойского возраста. Аллохтоном же является офиолитовая пластина. И параавтохтон, и аллохтон были после шарьярования совместно деформированы и метаморфизованы в эклогит-глаукофановой фации. Этот этап метаморфизма, судя по связи его продуктов с Главным Уральским разломом, имел место в палеозое. Что же касается возраста офиолитов, то этот вопрос остается открытым, хотя находка конодонтов в максютовском комплексе побуждает к более серьезным поискам фауны и не позволяет, как и в других аналогичных случаях, категорически говорить об их рифейском возрасте.

Принципиальный ответ на вопрос о наличии в доуралидах офиолитов все-таки можно получить. Его дает изучение геологии брахиформного поднятия Енгане-Пе. На крыльях этого поднятия развиты ордовикские и более молодые надежно датированные отложения, несогласно залегающие на докембрии. Присутствие офиолитов в ядре поднятия достаточно достоверно документировано Р.Г. Язевой и В.А. Душиным в их докторских диссертациях [14, 72]. Докембрийский комплекс представлен узкими линзами серпентинитов в сутурной зоне северо-западного простирания, габброидами, плагиогранитами, базальтовыми порфиридами с прослоями яшмоидов. Разрез завершается толщей граувакк, сопоставимой с лаптопайской свитой Приполярного Урала, датированной вендом.

Присутствие докембрийских вулканогенных формаций известково-щелочного характера отмечается рядом исследователей, причем только на Полярном Урале [14, 39]. Можно предположить, что их появление связано с кратковременной действовавшей зоной субдукции, наклоненной на восток (в современных координатах) и экстрапо-

лируемой на территорию к востоку от современной зоны Главного Уральского разлома, т.е. за пределы сохранившейся части докембрийского орогена (рис. 3).

К югу от Енгане-Пе на протяжении 300 км, вплоть до верховий рек Тыкотловы и Кожима, в Лемвинской зоне, достоверно выделяемые доуралиды практически не обнажены; наличие широкой полосы магнитных аномалий северо-западного простирания позволяет допустить здесь и более широкое развитие докембрийских океанических формаций. Но даже в этом случае масштаб развития палеозойских океанических структур на Урале гораздо более велик, причем эти структуры не обнаруживают прямой унаследованности от протерозойских. Можно предположить, что протерозойская сутура отсекается более молодой сутурой Главного Уральского разлома на Полярном Урале и вновь возвращается на западный склон Урала к югу от Башкирского антиклинория, будучи одним из гипотетических элементов вендского орогена (см. рис. 3). Само существование доордовикской офиолитовой сутуры, хотя и фрагментарно обнаженной, а также известные сведения о всеуральском перерыве и структурных несогласиях, разделяющих докембрийский и палеозойский структурные этажи [54], распределение уровня доордовикского эрозионного среза, позволяющее для Башкирского и Кваркушского антиклинориев построить палеогеологические схемы (рис. 4А, 4Б), незрелый характер терригенных толщ позднего венда, проявления метаморфизма этого возраста [1, 3, 26, 63] позволяют говорить о проявлении на Урале умеренных по интенсивности коллизии, орогенеза, метаморфизма и складчатости в конце венда. Обычно эту складчатость называют байкальской или позднебайкальской (?!), однако нами ранее было показано, что она гораздо ближе к тектонотипу кадомской складчатости на Бретонском полуострове [75]. Подобной складчатости не отмечается ни в казахстанидях, ни на Сибирском континенте – это аппалачско-европейско-уральское событие [75, 76], и локализация его проявлений лишней раз свидетельствует о том, что возникновение в палеозое Уральского палеоокеана не было результатом раскалывания некоего суперконтинента на Восточно-Европейский, Сибирский континенты и серию микроконтинентов будущих казахстанид, хотя на такое предположение наталкивают ранние реставрации “байкалид” и “ранних каледонид” [49]. В принципе можно согласиться с реставрацией Л.П. Зоненшайна и др. [18] на конец протерозоя, по которой указанные структуры уже разделялись в это время Азиатским палеоокеаном. Уральский же палеоокеан возник в раннем палеозое в результате обкалывания края Восточно-Европейского континента по Главному Уральскому разлому, с возникновением микроконтинентов, из которых Восточно-Мугоджарский – лишь наиболее изученный.

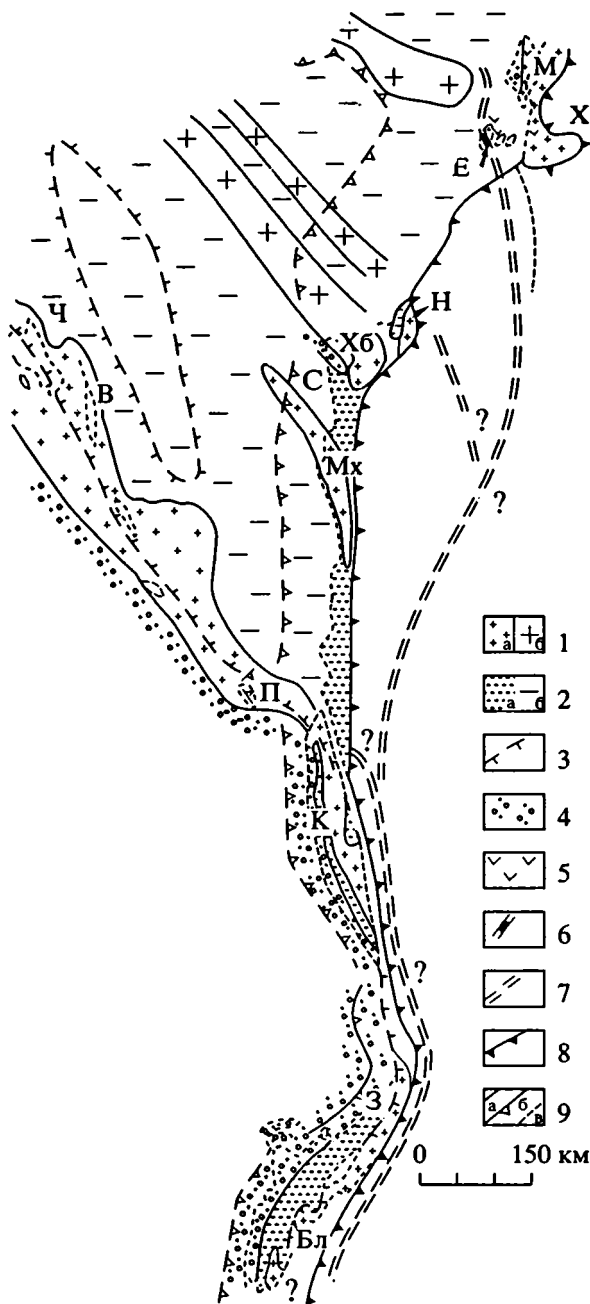


Рис. 3. Тектоническая схема доуралид.

1 – антиклинории, выделенные: а – по геологическим и б – предположительно по геофизическим данным (М – Марун-Кеу, Х – Харбейский, Н – Неркаюский, ХБ – Хобеизский, Мх – Маньхамбовский, Т – Тиманский (Ч – Четласское поднятие, В – Вымско-Вольская гряда, П – Полюдов Камень), К – Кваркушский, Бл – Белорецкий купол); 2 – синклинории, выделенные: а – по геологическим данным, б – предположительно (С – Саблинский); 3 – граница распространения метаморфических пород; 4 – поздневендская моласса; 5 – известково-щелочные вулканы; 6 – Енгелеевская офиолитовая сутура (Е); 7 – возможное положение вендских коллизионных сутурных зон относительно сохранившейся части орогена; 8 – Главный Уральский разлом (З – Зюраткульский разлом); 9 – границы: а – докембрийских структур, б – западная граница уралид (на севере – пайхоид), в – современных выходов докембрия.

Что же касается взаимного расположения континентов – расстояния между ними и палеоширот, то за последнее время получены новые палеомагнитные данные по ордовика Урала и Центрального Казахстана, которые, возможно, позволят уточнить соответствующую схему реставрации взаимного расположения континентов и разделяющих океанов для ордовика [65]. По этим данным палеомеридианы края Восточно-Европейской платформы, Денисовской зоны и Кокчетавского массива параллельны между собой и субпараллельны современным уральским структурам, что не позволяет установить ширину Уральского палеоокеана. В то же время различия в палеоширотах указанных структур позволяют предположить, что, начиная с ордовика, Казахстанский блок смещался параллельно восточной окраине Русской плиты к северу из приэкваториальных широт, пройдя в течение палеозоя 2000 км. Справедливости ради надо отметить, что при сопоставлении этих результатов и палеомагнитных данных по ордовика сопредельных с Уралом территорий далеко не все ясно; так, по данным, полученным в Кызыл-Кумах [40], ось спрединга Туркестанского океана в раннем палеозое располагалась около 21 - 23° с.ш., что нелегко увязать с вышеупомянутыми данными о положении Казахстана для того же времени.

Особое место в истории геологического развития Урала занимают события кембрия, далеко еще не понятые. Океанскому спредингу, начавшемуся в пределах Уральского палеоокеана в раннем ордовике [26], предшествовал, как уже было сказано, позднекембрийско-раннеордовикский рифтогенез, оставивший след в виде осадочных и вулканогенных формаций соответствующего возраста и состава, грабеноподобных структур основания осадочного чехла Западного склона Урала и в конфигурации Главного Уральского разлома. Этот вопрос был достаточно разработан [12, 13, 26, 43, 52]. В то же время довольно загадочным остается вопрос о нижнем кембрии, известном на Урале в двух местах: в Сакмарской зоне и в Троицком районе.

Попробуем подойти к решению этого вопроса на материалах по Сакмарской зоне.

Массивные известняки с фауной археоциат известны в Сакмарской зоне с начала 30-х годов, после работ Н.К. Разумовского и др. С тех пор и до настоящего времени конкурируют два основных варианта интерпретации их положения в разрезе: они рассматриваются либо как отторженцы более древних пород в более молодых породах, либо как рифы и биогермы, залегающие *in situ* в вулканогенно-осадочных отложениях, характер которых нигде больше не повторяется в палеозойском разрезе. Последняя точка зрения нашла отражение в материалах IV Уральского стратиграфического совещания и в легендах крупномасштабных геологических карт Сакмарской зоны [48]. По

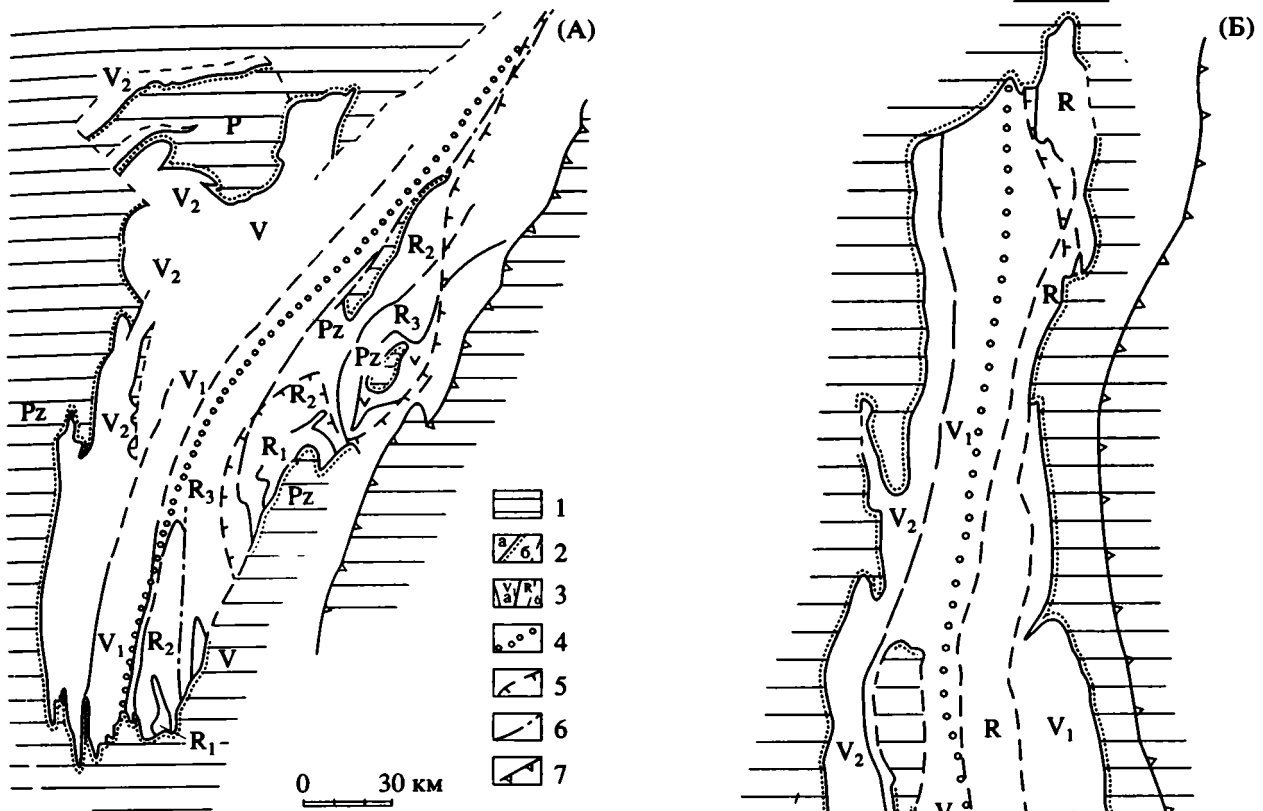


Рис. 4. Палеогеологические карты Башкирского (А) и Кваркушского (Б) антиклинориев по предпалеозойской поверхности (построены с учетом [1, 3, 9, 10, 63]).

1 – область развития палеозойских отложений; 2 – контакты палеозоя с докембрием: а – трангрессивные, б – по разломам; 3 – предкембрийские палеогеологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 4, 5 – границы распространения: 4 – пород, подвергшихся глубинному катагенезу и метагенезу, 5 – метаморфических пород; 6 – разломы докембрийского заложения; 7 – Главный Уральский глубинный разлом.

В.Т. Тищенко, в нижнем кембрии выделяются две свиты: нижняя, тереклинская, преимущественно терригенного состава, с подчиненными прослоями туффитов и базальтов и телами рифогенных известняков, мощностью 200 - 700 м, и верхняя, медногорская, преимущественно вулканогенная, представленная базальтами, лаво- и туфобрекчиями, кремнистыми сланцами, туфами, туфопесчаниками, также телами рифогенных известняков, мощностью 400 - 1000 м.

По наблюдениям автора, во всех случаях, где отчетливо наблюдаются взаимоотношения между телами известняков и вмещающих пород (песчаников, туфов), неизменно устанавливается, что это олистолиты: об этом свидетельствуют шлейфы более мелких обломков, их сопровождающих, угловатость очертаний, отсутствие закономерной внутренней зональности и др. И вообще появление “рифов” внутри слоев песчаников или туфов

маловероятно, так как для образования биогермных построек требуется чистый водоем с водой, свободной от терригенной взвеси. Тела же известняков в лавах имеют характер ксенолитов, отторженных во время излияний. Это не относится,

скажем, к такому крупному выходу, как гора "Шапка Мономаха": последний может быть и олистоплаком, и телом, лежащим *in situ* на докембрийском основании, но взаимоотношения этого блока с окружающими толщами недостаточно ясны, чтобы говорить о возрасте последних на основании фауны, собранной в самом блоке.

У нас нет оснований ставить под серьезное сомнение вышеупомянутую литологическую последовательность в разрезе указанных толщ, установленную главным образом на основании картирования, однако мы считаем, что водоросли и археоциаты, содержащиеся в глыбах известняков, указывают лишь на нижний возрастной предел этих толщ. Для решения этого спорного вопроса необходимо сосредоточить внимание на поисках фауны в других литологических разностях пород. До недавнего времени эти поиски не приводили к успеху, если не считать редкие находки беззамковых брахиопод и неопределимые обломки трилобитов. Однако в 1991 г. в районе карьеров у железнодорожного разъезда Рысаево в пласте кремней, согласно покрывающих поток базальтов, в толще, относимой к нижнему кембрию, были найдены многочисленные конодонты, среди которых В.А. Наседкиной определен *Proneotodus tenuis* (Müller), характерный для верхнего кембрия. Пока, может быть, рано делать окончательное заключение о стратиграфии всей толщи, но во всяком случае предположение о ее позднекембрийском возрасте делает более понятным и ее тектоническое значение, определяя для нее место в ряду рифтовых формаций, образованием которых предваряется формирование Уральского палеоокеана (рис. 5).

В случае такой интерпретации нижнекембрийские известняки можно рассматривать как зачаточный, рудиментарный платформенный чехол, возникший после эрозии вендского орогена и практически уничтоженный эрозией в результате последовавших поднятий, сопровождавших кембрийско-раннеордовикский рифтогенез.

УРАЛЬСКИЙ ПАЛЕООКЕАН

Основные черты палеозойской палеоокеанической структуры Урала заложились к концу ордовикского времени. К этим чертам относятся: пассивная окраина Восточно-Европейского континента, активная окраина Казахстанского континента и собственно Палеоуральский океан с серией микроконтинентов, наиболее изученным и явным из которых является Восточно-Мугоджарский [17, 20, 77], см. рис. 5.

На пассивной окраине в течение ордовика происходит дифференциация на шельфовую и батинальную зоны, устойчиво просуществовавшие затем вплоть до позднего палеозоя, характеризующие границу между корой континентального и переходного типов [52]. В шельфовой зоне начинается

трансгрессия в глубь континента [33]. Важными открытиями недавнего времени здесь являются: наличие на севере Урала протяженного краевого барьерного рифа позднеордовикского возраста, приуроченного к границе с батинальными фациями [2, 69], а также обнаружение лагунных эвапоритовых фаций того же возраста к западу от рифа. В батинальной зоне происходит смена мощных терригенных толщ нижнего ордовика конденсированными кремнисто-глинистыми радиоляриевыми сланцами среднего ордовика [57]. Исключение составляет западный борт Зилаирского синклинория, где и силур, по-видимому, терригенный, достаточно мощен: ранее и ордовик, и силур относились в этом районе к суваякскому комплексу рифея. Конденсированные же разрезы характерны здесь лишь для девона [53, 62].

Океанические формации ордовика стали достоверно известны на Урале, по сути дела, лишь в последнее десятилетие благодаря изучению конодонтов. Был, в частности, определен ордовикский возраст ранее относимых к силуру толеитовых базальтов сугралинской свиты Сакмарской зоны, большей части поляковской свиты западного края Магнитогорской зоны, базальтов с кремнями в Варненской и Денисовской зонах [21, 26]. По этим данным можно предполагать начало спрединга океанического дна еще в арениге. Вместе с тем в пределах Восточно-Уральской зоны (в окрестностях городов Троицка, Варны, горы Маячной и метеостанции Талдык) достаточно давно были известны мелководные песчаники и известняки, а также континентальные толеитовые базальты [35, 45, 46]. Эти комплексы могут быть охарактеризованы как отложения основания чехла Восточно-Мугоджарского континента [56]. К батинальным фациям того же микроконтинента, возможно, относятся кремнистые отложения ордовика в районе совхоза Оренбургский [23].

К концу ордовика определилась и восточная континентальная окраина Уральского палеоокеана, просуществовавшая вплоть до позднепалеозойской коллизии (по сути дела, Уральская складчатая область и возникла в результате столкновения активной и пассивной окраин континентов). Признаки возникновения зоны субдукции в пределах Уральского палеоокеана намечаются во второй половине ордовика в связи с появлением контрастной колчеданоносной базальт-натролипаритовой и, возможно, андезитовой формаций (районы Шемура в Тагильской зоне и Блявы – в Сакмарской) [19]. К концу же ордовика, благодаря активным процессам, отраженным в известково-щелочных формациях Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, произошло слияние ряда микроконтинентов и образование Казахстано-Киргизского континента, который в течение всего последующего времени вплоть до коллизии был окружен центростремительными зонами субдукции и по этой причине быстро аккретировал [77].

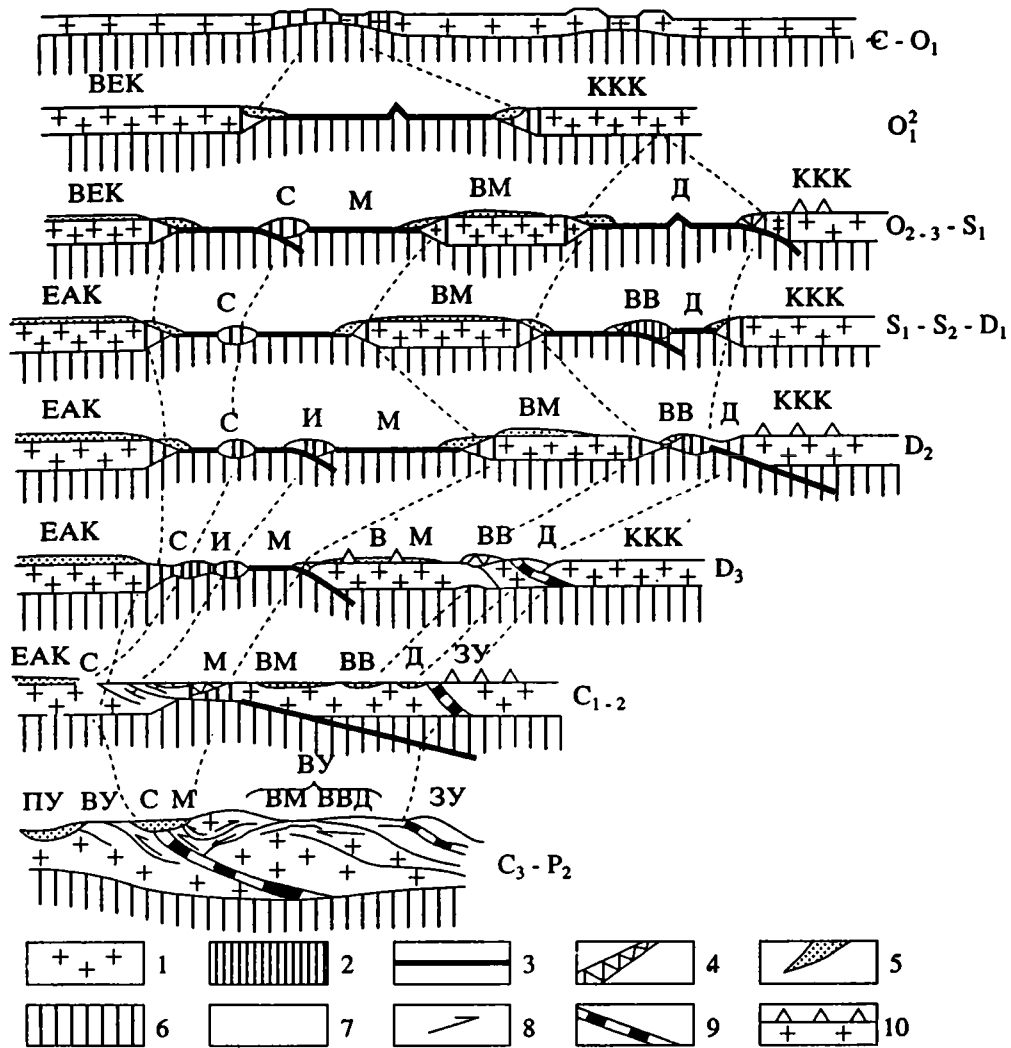


Рис. 5. Палинспастические профили через Южный Урал в палеозое (ориентировка в современных координатах субширотная, запад слева).

1 - 3 - кора: 1 - континентальная, 2 - переходного типа, 3 - океаническая; 4 - аккреционная призма; 5 - осадочные комплексы на пассивных континентальных окраинах; 6 - мантия; 7 - 8 - направления движения: 7 - литосферных плит и материала мантии, 8 - тектонических покровов; 9 - главная сутурная зона; 10 - континентальные границы. Буквенные обозначения: континенты: ВЕК - Восточно-Европейский (с начала силура - ЕАК - Еврамерийский), КKK - Казахстано-Киргизский; зоны: С - Сакмарская, М - Магнитогорская, ВМ - Восточно-Мугоджарская, Д - Денисовская, ВВ - Восточная вулканогенная, И - Ирландийская островная дуга в пределах Магнитогорской зоны; мегазоны: ЗУ - Зауральская, ВУ - Восточно-Уральская; ПУ - Предуральский краевой прогиб.

Наиболее важным событием **силурийской** истории палеоокеанических структур Урала является развитие мощной островной дуги в Тагильской зоне, заложившейся еще в конце ордовика. На Южном же Урале произошел перескок зоны субдукции: в Сакмарской и Магнитогорской зонах комплексы - индикаторы субдукции отсутствуют, и лишь в Восточно-Уральской зоне развиты известково-щелочные серии [34], хотя их датировка оставляет желать лучшего. Вообще же сотни новых находок конодонтов за последнее двадцатилетие поразительно изменили представления о силурийской стратиграфии и геологической истории Урала, особенно Южного, причем в этих изменениях прослеживается четкая тенденция: с геологи-

ческой карты исчезли огромные поля развития силурийских пород благодаря находкам в них ордовикской либо девонской фауны. Выясняется, что силурийские и чаще всего лландоверийские граптолиты, найденные в углисто-глинисто-кремнистых сланцах многих районов Южного Урала, датируют преимущественно эти маломощные сланцы, а не близкие к ним территориально мощные вулканические толщи, как это считалось раньше. Так, из более чем 1000-метрового разреза в стратотипе поляковской свиты, представленной базальтами и кремнистыми сланцами, лишь самая западная примерно 100-метровая часть его была оставлена нами в силуре, поскольку только в ней не найдены ордовикские конодонты и обнаружены лландове-

рийские граптолиты [21]. Позже, совсем недавно, автором сделана еще одна находка ордовикских конодонтов – уже в крайней западной части разреза, в новом придорожном карьере. Таким образом, объем той части разреза, которая может быть отнесена к силуру, еще уменьшился. Подобное же происходит и с граптолитовыми сланцами Сакмарской и Денисовской зон. Это позволяет предположить, что вулканическая активность, как спрединговая, так и субдукционная, в силуре (а вероятно, и в раннем девоне) снизилась во всех зонах Южного Урала, кроме Восточно-Уральской. Граптолитовые же сланцы, и вообще темные глинисто-кремнистые сланцы, иногда датированные конодонтами [44, 52, 55], образуют океанический чехол, который сливается с краевыми фациями чехлов как Восточно-Европейского континента, так и Восточно-Мугоджарского микроконтинента. Чехол более центральных частей последнего, плохо сохранившийся благодаря эрозии и сиалическому плутонометаморфизму, представлен в грабенах Южных Мугоджар более мелководными разрезами карбонатно-терригенного и карбонатно-кремнистого типов [45, 46]. В шельфовой зоне Восточно-Европейского континента преобладали карбонатные и глинисто-карбонатные осадки, причем на севере Урала, по крайней мере в конце венлока – лудлове, продолжалось формирование барьерного рифа.

Структура Урала в раннем девоне наследовала черты силурийской; резкая перестройка произошла в эмсе, который в западноевропейских стратиграфических схемах принадлежит еще нижнему девону, а в уральских – уже среднему [77]. К этому времени или несколько раньше перестает существовать Денисовская океаническая впадина; прекращается формирование андезитоидов в связанной с ней Восточно-Уральской вулканической зоне; возможно, это сопровождается частной коллизией Восточно-Мугоджарского микроконтинента с островной дугой или непосредственно с Казахстано-Киргизским континентом. Не исключено, что с этой коллизией связано образование Восточно-Уральского пояса глаукофановых сланцев, описанного недавно [28]. Островные дуги в Тагильской, Войкарской и Щучьинской зонах становятся зрелыми, и в них начинается формирование мощных (до 3 - 4 км) известняков, отчасти рифогенных. Перерождение и частичное угасание системы островных дуг, заложившихся в силуре, сопровождалось заложением новой вулканической дуги, возникшей в Магнитогорской зоне и на ее продолжении (Режевская и др. зоны Среднего Урала) [26, 50]. С этим событием был связан новый, среднедевонский, этап формирования офиолитов в Магнитогорской зоне, наиболее ярко проявившийся в Сибайском и Западно-Мугоджарском районах и интерпретируемый как проявление задугового спрединга [56]. С внешней же (обращенной к Восточно-Европейскому континенту)

стороны среднедевонской дуги в последнее время выявлена полоса шириной обычно в первые километры, где многокилометровые островодужные вулканы замещаются преддуговыми конденсированными туфогенно-кремнистыми отложениями мощностью в первые сотни метров [5]. Резкость этого замещения позволяет говорить о значительном тектоническом сближении разрезов.

Позднедевонские офиолиты на Урале не описаны. Субдукционные же комплексы меняют положение, обнаруживая все более тесную связь с континентом. Так, гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации или более полной андезит-гранодиоритовой ассоциации, образовавшиеся в пределах Восточно-Уральской мегазоны в течение позднего девона – раннего карбона, рассматриваются как известково-щелочные, связанные с субдукцией остатков среднедевонской океанической коры Магнитогорской зоны под сиалическую кору Восточно-Уральской мегазоны [26, 72, 73]. В пределах этой мегазоны на сиалической Восточно-Мугоджарской глыбе, которая к этому времени, вероятно, перестала быть микроконтинентом, нарастив край Казахстано-Киргизского континента, в раннем, среднем и начале позднего девона формировались карбонатные, терригенно-карбонатные и кремнистые толщи [22, 44 - 46], сменившиеся затем груботерригенными, что связано с изменением тектонического режима на континентальной окраине [73]. В Режевском районе также выявляются преимущественно карбонатные разрезы девона – нижнего карбона, интерпретируемые нами как чехол микроконтинента и тектонически перекрытые океаническими и островодужными комплексами того же возраста [50]).

В более глубоководных зонах, все еще обладавших утоненной корой, терригенные отложения верхнего девона – нижнего карбона имеют на Южном и Среднем Урале характер флиша с прослоями пелагических отложений (зилайская серия, подстилающие ее повсеместно кремни мукасовской, ибрагимовской и др. свит и перекрывающие ее местами визейско-серпуховские терригенно-кремнистые, терригенно-карбонатные пачки). На севере Урала флиш, аналогичный зилайскому, появляется позже (вплоть до среднего карбона в центральных частях Лемвинской зоны [52]).

Шельф пассивной континентальной окраины в течение девона испытал два регрессивно-трансгрессивных цикла с максимумами регрессии в такатинское (ранний эмс) и пашийское (поздний эмс) время. В течение первого из этих циклов, с лоховского до раннеэмского времени, на краю шельфа возродился барьерный риф, протянувшийся практически на всю длину Урала. В среднем девоне он распадается, хотя отдельные рифы существуют; в позднем девоне (фране) рифы вновь образуют цепочки, но положение их резко меняется, что связано с особенно интенсивным погружением континентальной окраины и заложением на

ней позднедевонско-турнейской Камско-Кинельской системы глубоководных прогибов. Цепочки позднефранских рифов окаймляют эти прогибы, сместившись в глубь платформы [66].

Структуры, существовавшие в начале карбона (в турне), в целом наследовали особенности позднедевонских, но в дальнейшем в течение раннего карбона наблюдается последовательное сокращение областей глубоководного осадконакопления: преобладают мелководные терригенные угленосные, терригенно-вулканогенные, а затем, в поздневизейское, серпуховское и раннебашкирское время, – преимущественно карбонатные толщи, мощности которых достигают первых километров, образующие своего рода карбонатную платформу; создается даже впечатление единства этой платформы на западном и восточном склонах Урала [68]. Это впечатление, скорее всего, ложно: маловероятно, что в это время уже не было реликтовых участков океанической коры. Дело в том, что в течение всего раннего карбона и начала башкирского века на фоне этого мелководного осадконакопления все же происходило формирование известково-щелочных вулканитов – индикаторов субдукции океанической коры (наиболее известные из них принадлежат Валерьяновскому вулканоплутоническому поясу). Последние порции этой коры просто не сохранились в современной структуре: они, скорее всего, были полностью субдуцированы, исчерпав, таким образом, возможности выплавки известково-щелочных магм. Можно, правда, предполагать с очень большой натяжкой, что турнейско-визейские контрастные субщелочные вулканиты березовского комплекса, вместе с их железоносными интрузивными комагматами, или наюрско-башкирские базальты и яшмоиды Иргизской зоны, вместе с дайковым комплексом того же возраста, представляют собой реликт такой коры или, по крайней мере, являются индикаторами позднего рифтогенеза [27]. Однако более вероятно, что они отвечают локальным участкам растяжения над зоной субдукции в ее относительно неглубокой фронтальной части, возможно, в области ее перелома [73].

Прекращение субдукции в середине башкирского века означает смену ее коллизией – столкновением легких плавучих краев континентов, не способных к субдукции. Начало этого процесса выражено на поверхности образованием во второй половине башкирского века узкого размываемого поднятия, поставившего терригенный материал на территории как западного, так и восточного склонов Урала. Этот структурный стиль – развитие поднятий умеренной интенсивности, обеспечивающих сочетание и чередование терригенных и карбонатных отложений в разделяющих их морских прогибах, – сохраняется и в московском веке. Резкое усиление коллизионных процессов произошло в позднем карбоне, когда на всей территории восточного склона Урала установились

континентальные условия размываемого поднятия, а на западе оформился Предуральский краевой прогиб. Поднятие со временем расширялось, поглощая ранние части прогиба, а сам прогиб накатывался к западу на платформу; поэтому полный фациальный профиль прогиба каменноугольного периода наблюдается лишь в его наиболее продвинутой на восток части – Уфимском амфитеатре. В предгорьях в это время накопилась толща грубообломочных пород мощностью до 1500 м; к западу она замещалась флишем, мощностью до 700 м. Далее к западу флиш сменялся глинисто-кремнистыми осадками, мощностью в несколько десятков метров, накопившихся в осевой части глубоководного трога. На западном борту трога местами отмечаются карбонатокластовые олистостромы – результат разрушения барьерных рифов. Барьерные рифы, в свою очередь, сменяются к востоку слоистыми известняками.

Указанный структурный стиль сохранился и в перми, вплоть до артинского века включительно, причем прогиб постепенно смещался к западу, в результате чего указанная смена фаций происходит не только в плане (с запада на восток), но и в разрезе (снизу вверх). В кунгурское время некомпенсированная часть прогиба быстро заполнилась эвапоритами или терригенными осадками, на севере угленосными. В дальнейшем происходил быстрый переход к накоплению лагунно-континентальных отложений (верхняя пермь).

Помимо горообразования и формирования краевого прогиба, коллизия сопровождается и иными характерными явлениями и процессами, искажающими первичные океанические структуры. Так, будучи, по сути дела, процессом скучивания континентальной коры, коллизия привела к формированию корня гор с погружением сиалических масс на большие глубины, сиалическому плутонометаморфизму и выплавке калий-натриевых гранитов, приуроченных в основном к “гранитной оси Урала” [59].

Другим важнейшим элементом коллизионного орогена Урала является Главный Уральский разлом – по сути дела, сутурная зона, наследовавшая поверхность субдукции. На значительном протяжении эта зона сопровождается серпентинитовым меланжем. В глыбах меланжа и по обе стороны от сутурной зоны прерывисто, но на всей протяженности разлома прослеживаются проявления эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма. Нами уже приводились аргументы в пользу коллизионного происхождения этого типа метаморфизма [76]. Приуроченность его к сутуре, возникшей в позднем палеозое, является серьезным аргументом в пользу позднепалеозойского возраста и метаморфитов. Однако в определенных случаях можно допустить, что глаукофансланцевые метаморфиты возникли раньше, в результате частной коллизии типа микроконтинент – островная дуга. Так, датировки максютовских сланцев по фенги-

там (400 млн. лет) могут свидетельствовать об образовании их в результате частной коллизии гипотетического Уралтауского микроконтинента и Баймак-Бурибайской (Ирендыкской) островной дуги.

Еще одним результатом коллизии является складчато-шарьяжная структура, возникшая в процессе скупивания земной коры. После того, как в конце 70-х годов на западном склоне Урала пятью скважинами был перебурен Бардымский шарьяж [50], практически ни у кого не осталось сомнений в присутствии таких структур на Урале. Дискуссия сместилась в область вопросов о конкретных интерпретациях шарьяжных структур, распространенности их, амплитудах горизонтальных перемещений и влиянии шарьяжей на размещение полезных ископаемых. Излишне доказывать, что изложенная картина превращений палеозойских океанических структур Урала требует признания значительных масштабов шарьягования. Тем не менее и у исследователей, согласных с этим, нет полного единства взглядов. Так, например, М.А. Камалетдинов с сотрудниками, внесшие, наряду со многими другими, большой вклад в окончательное становление представлений о шарьяжном строении Урала [30], пришли к выводу о том, что Урал в целом шарьягован на палеозойские отложения чехла Восточно-Европейской платформы, которые можно достичь бурением. Это повлекло за собой практический прогноз о наличии под Уралом потенциально нефтегазосного района протяженностью более 2500 км [31], что явилось основанием для постановки сейсморазведки и глубокого бурения в Зилаирском синклинии, на Башкирском антиклинории, на Урал-Тау и в Магнитогорском синклинии (Кизильская зона). Эти работы имели большое значение для расширения наших знаний по геологии Южного Урала, но не привели к положительным результатам в части нефтегазосности, а прогноз о неглубоком залегании автохтона не был подтвержден. Наверное, стоило бы попытаться разобраться, в чем же дело: является ли эта задача нормальным проявлением риска или следствием теоретического просчета. Эта тема заслуживает рассмотрения в специальной статье, и здесь мы ограничимся лишь некоторыми замечаниями принципиального характера.

Предположение о далеком шарьяговании формаций Урала на платформу с "выныриванием" ее фундамента в Восточно-Мугоджарской зоне высказывалось уже давно, в частности, в "Объяснительной записке к Тектонической карте Урала" [43, 47]. Однако уже и тогда имелись основания для того, чтобы отнестись к этой идее с сомнением. Со временем эти сомнения не только не развеялись, но и приобрели более обоснованный характер. В числе аргументов против такой точки зрения можно указать следующие. 1. Как уже указывалось, на западном склоне Урала, несмотря на

складчатость, надвиги и даже шарьяжи, восстанавливается первичная фашиальная картина пассивной континентальной окраины, с устойчивой полосой барьерных рифов позднего ордовика, середины силура и раннего - среднего девона на краю шельфа и глубоководными осадками батиаля. Это значит, что край континента – здесь, он не погробен под уральским паншарьяжем, и уж тем более не может выныривать в Кизильской или Восточно-Мугоджарской зоне. 2. Как показано еще в 60-х годах работами Р.А. Гафарова, И.С. Огарина и Ф.И. Хатянова [8], линейные магнитные аномалии, отражающие структуры докембрийского складчатого фундамента, прослеживаются на западном склоне Урала под углом к Главному Уральскому разлому, но не проходят далее на восток, как должны были бы в случае, если бы зеленочаменные зоны представляли собой синформы, шарьягованные откуда-то с востока. 3. Все профили ГСЗ, пройденные через Урал, фиксируют существенное изменение глубинного строения и состава земной коры Урала к западу от Главного Уральского разлома [41]. Как уже отмечалось выше, палеомагнитные данные говорят о значительном (2000-километровом) смещении Восточно-Мугоджарского блока по отношению к Восточной Европе за период с ордовика по карбон. К этому надо добавить, что профили ОГТ, пройденные на Южном Урале, как и скважины, пробуренные здесь, не позволяют сколько-нибудь достоверно нащупать гипотетический чехол платформенного автохтона ни на малых, ни на больших глубинах [6].

Альтернативой идее паншарьяжа на Урале является представление о ретрошарьяжах, согласно которому шарьягование океанических формаций из областей скупивания океанической коры происходило не только на пассивную континентальную окраину, но и в противоположном направлении – на микроконтиненты, по краям которых прослеживаются второстепенные наклонные сутурные зоны, а внутри – синформы, сложенные офиолитами и островодужными формациями.

В заключение необходимо сказать несколько слов о связях палеоокеанических структур Урала и смежных областей. Прежде всего необходимо подчеркнуть еще раз, что складчатый Урал – результат коллизии пассивной окраины Евразийского континента и активной – Казахстано-Киргизского. Реликты Уральского палеоокеана в виде офиолитовых комплексов преимущественно ордовикского возраста сосредоточивались на активной окраине Казахстано-Киргизского континента по мере аккреции последнего.

Коллизионный ороген Урала продолжался на юг непрерывно, переходя в ороген Южного Тянь-Шаня, так же, как ранее Уральский океан имел непосредственную связь с Туркестанским. Хорошо известны данные о связи Урала и северокав-

казских варисцид через Южно-Эмбенскую складчатую область. Однако эта связь ограничивается прослеживанием на ЮЗ от Урала терригенной формации, аналогичной по облику и возрасту зилаирской серии. Каменноугольно-пермский орогенез не затронул консолидированный юго-восточный край Прикаспийской впадины, не отразился в его каменноугольно-пермских формациях; его проявления прослеживаются значительно восточнее.

К северу от Полярного Урала также предполагается развитие палеозойских палеоокеанических структур, хотя они не выходят на поверхность и не вскрыты бурением. Дело в том, что реликты батинальной Зилаиро-Лемвинской зоны, на всем протяжении Урала сопровождающие Главный Уральский разлом и расположенные к западу от него палеоокеанические структуры, поворачивают на Пай-Хой, и уже это обстоятельство, вместе с геофизическими данными, позволяет предполагать наличие палеоокеанических структур в Байдарацкой губе и Карском море. Кроме того, палеомагнитные, палеоклиматические и структурные данные, указывающие на самостоятельность Восточно-Европейского (Евроамериканского) и Сибирского континентов в палеозое, требуют предположения о связи Уральского и Азиатского палеоокеанов между собой и с океаном Япетус. Соответственно, это приводит к предположению о тройном сочленении главных палеозойских структурных зон в фундаменте севера Западно-Сибирской плиты (рис. 6).

Каменноугольно-пермский коллизионный ороген Урала, доходя до Байдарацкой губы, дальше к северу не прослеживается и на Пай-Хой не поворачивает, по крайней мере, в обнаженных районах. Находящаяся на его продолжении Пайхойско-Новоземельская складчатая область сформировалась непосредственно в результате коллизии разросшегося Восточно-Европейского и Сибирского континентов, происшедшей позже, в древнекimmerийскую орогеническую эпоху и захватившей территории не только Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра, но отразившейся в деформациях триасовых отложений Урала и северо-западной части Сибирской платформы [36, 61, 71 и др.]. Эти мезозойские деформации, сопровождавшиеся взаимными смещениями указанных континентов, отражаются и в палеомагнитных данных, полученных еще в 60-х годах, но не сразу нашедших правильную интерпретацию и даже использованных в качестве доказательства несостоятельности палеомагнитного метода вообще [70]. Как отмечалось в последнее время Л.П. Зоненшайном и др. [18], эти данные могут указывать на поворот Сибири по отношению к Восточной Европе на 13.4° по часовой стрелке. Цитированные авторы увязывают их с гипотезой С.В. Ашлонова [4] о том, что в триасе на севере Западной Сибири возник так называемый Обский палеоокеан клиновидной формы, отража-

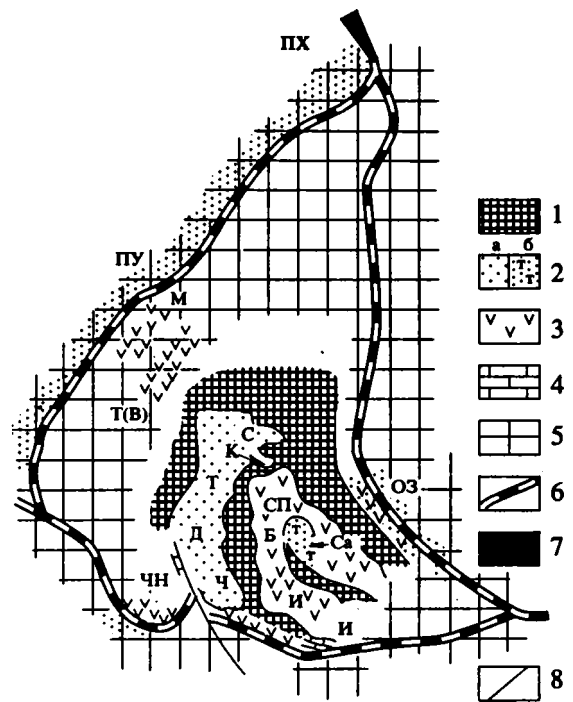


Рис. 6. Структурно-формационная зональность Казахстано-Киргизского континента в позднем палеозое (коллизионная стадия развития).

1 – эрозируемые среднекаменноугольно-пермские внутренние поднятия; 2 – терригенные осадки: а – молассы, б – прибрежно-лагунные туфогенно-терригенные отложения; 3 – вулканоплутонические комплексы; 4 – карбонатные разрезы; 5 – позднекаменноугольные – пермские краевые орогенические поднятия, связанные с коллизией; 6 – сутурные зоны – границы сталкивающихся континентов; 7 – предполагаемая реликтовая океаническая впадина; 8 – разломы. Структурные зоны: М – Магнитогорская, Т(В) – Тургайская (Валерьяновская), ЧН – Чаткало-Нарынская; мегазоны: Т – Тенгизско-Сарысуйская (зоны: С – Сарысуйская, К – Карагандинская, Д – Дзержкаганская, Ч – Чуйская), Балхашско-Илийская (зоны: Б – Балхашская, СП – Прибалхашская, Са – Саякская, И – Илийская), ОЗ – Обь-Зайсанская; ПХ – Пай-Хой; Пу – Предуральский краевой прогиб.

ющийся в характерных полосовых магнитных аномалиях фундамента. Надо сказать, что эта гипотеза, при всей ее привлекательности, не отвечает на ряд других вопросов, в частности, почему древнекimmerийская складчатость не затронула вновь образованную океаническую кору, оставив неискаженными ее полосовые аномалии, а сосредоточилась на окружающих ее пассивных континентальных окраинах. Кроме того, смущают сейсмогеологические данные, по которым мощность мезокайнозойского осадочного чехла в области предполагаемого палеоокеана составляет 6 - 10 км при общей мощности коры 36 - 37 км, что делает ее совершенно непохожей на реликтовую океаническую впадину, возникшую в мезозое и заполняемую осадками. В таком случае надо попытаться найти другой способ объяснения палеомагнитных дан-

ных. Можно, в частности, предположить, что сокращение пространства в результате древнекеммерийской коллизии и складчатости в Пайхойско-Новоземельском и Таймырском регионах сопровождалось интенсивными преимущественно левосторонними сдвиговыми перемещениями как в этих складчатых областях, так и вдоль краев бывшего Казахстано-Киргизского континента, на Урале и в Обь-Зайсанской складчатой системе, что в конечном итоге привело к дополнительному изменению взаимного положения Восточной Европы и Сибири в мезозое.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Океанические структуры существовали на Урале в рифее, однако их значение, распространение и характер пока не установлены. Многие метаморфизованные офиолитовые комплексы, считавшиеся протерозойскими, при дальнейшем изучении могут оказаться палеозойскими. В предкембрийское время рифейские океанические впадины (впадина?) прекратили существование; во всяком случае пока нет доказательств, что они наследуются Уральским палеоокеаном.

2. Развитые на Южном Урале олистостромы с глыбами раннекембрийских известняков, содержащих водоросли и археоциаты, имеют, скорее всего, позднекембрийский возраст и относятся к рифтовым формациям, датирующим начало процесса, приведшего к образованию Уральского палеоокеана и ряда микроконтинентов.

3. В течение всего времени своего существования (ордовик - карбон) Уральский палеоокеан ограничивался с одной стороны пассивной окраиной Восточно-Европейского (Еврамерийского) континента, а с другой – активной окраиной Казахстано-Киргизского континента. Последний возник в конце ордовика в результате столкновения и интеграции ряда микроконтинентов. На пассивной окраине обособляется шельфовая зона с периодически возникавшей на ее кромке полосой барьерных рифов и батинальная зона. Активная окраина первоначально определялась наличием островных дуг и задуговых бассейнов и носила япономорский характер, а затем – в разное время в разных местах окраины – андийский. Зона субдукции всегда погружалась под Казахстано-Киргизский континент, и он быстро аккретировал, сближаясь с Еврамерийским.

4. Складчатый Урал возник в результате коллизии активной и пассивной окраин континентов в каменноугольно-пермское время. Коллизия сопровождалась орогенезом, формированием Предуральского краевого прогиба, образованием палингенных гранитов в “гранитной оси” Урала, становлением сутурной зоны Главного Уральского разлома и второстепенных сутурных зон на краях микроконтинентов, оформлением главного эклогит-глаукофанового пояса, возникнове-

нием шарьяжно-надвиговой структуры. Шарьяжи очень широко развиты на Урале, однако не настолько, чтобы предполагать наличие нефтегазонального чехла Восточно-Европейской платформы под центральными и восточными структурными зонами Уральского орогена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. *Антошкина А.И., Елисеев А.И.* Палеозойские рифы севера Урала и сопредельных областей // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО СССР, 1988. С. 5 - 18.
3. *Анфимов Л.В.* Природа постдиагенетических изменений рифейских осадочных пород Башкирского антиклинория на Южном Урале // Ежегодник-1985. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР. 1986. С. 24 - 25.
4. *Аглонов С.В.* Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. 25 с.
5. *Артюшкова О.В.* Стратиграфия среднедевонских вулканогенно-кремнистых толщ Магнитогорского мегасинклинория на основе фауны конодонтов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 24 с.
6. *Булгаков Р.Б., Скрипий А.А., Юнусов Н.Н.* Тектоника зоны сопряжения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы по данным сейсморазведки МОВ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 4. С. 76 - 80.
7. *Вализер П.М., Ленных В.И.* Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
8. *Гафаров Р.А.* О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 8. С. 3 - 14.
9. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 500000 // Отв. ред. *Соболев И.Д.* Свердловск: Изд-во ВСЕГЕИ, 1985.
10. *Гецен В.Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 127 с.
11. *Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 4 - 15.
12. *Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Раннепалеозойский (рифтовый) магматизм западного склона Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 63 - 71.
13. *Дембовский Б.Я., Дембовская А.П., Ключина М.Л., Пучков В.Н.* Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя западного склона Северного Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 62 с.
14. *Душин В.А.* Вулканогенные формации и металлогения западного склона Полярного и Приполяр-

- ного Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: СГИ, 1991. 39 с.
15. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* Тектоника нижней (метабазитовой) струк гурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале // Геотектоника. 1990. № 5. С. 45 - 68.
 16. *Захаров О.А.* Новые данные по геологическому строению максютовского метаморфического комплекса в верхнем течении р. Сакмары // Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании месторождений полезных ископаемых. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 43.
 17. *Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др.* Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии, 1984. С. 6 - 56.
 18. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 336 с.
 19. *Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. и др.* Возраст вулканогенных толщ и колчеданного оруденения Сакмарской зоны Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 5. С. 1189 - 1192.
 20. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
 21. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А.* Первые результаты ревизии стратиграфии поляковой свиты по конодонтам // Ежегодник-88 ИГГ УрО РАН. Свердловск: 1989. С. 12 - 13.
 22. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 3 - 10.
 23. *Иванов К.С., Пуцаев А.М., Пучков В.Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологии и стратиграфии палеозоя Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 51 - 64.
 24. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1987. 78 с.
 25. *Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др.* Природа Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 1177 - 1180.
 26. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
 27. *Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф.* Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 378 - 391.
 28. *Казак А.П., Казимирова Л.Х., Литвин П.А.* Глаукофансланцевый пояс Зауралья // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Горн. ин-т, 1989. С. 35 - 50.
 29. *Казанцева Т.Т.* Шарьяжно-надвиговая тектоника и особенности геосинклинального развития Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГГ АН СССР, 1965. 32 с.
 30. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
 31. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.
 32. *Карстен Л.А.* Геология метаморфических комплексов в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Приполярном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989, 23 с.
 33. *Карстен Л.А., Пучков В.Н.* Эклогиты Приполярного Урала // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 54 - 63.
 34. *Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.
 35. *Клюжина М.Л.* Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.
 36. *Ковалева Е.Н., Кораго Е.А., Ильин В.Ф.* Геотектоническая модель развития Пайхойско-Новоземельской складчатой системы в палеозое // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 62 - 64.
 37. *Ленных В.И.* Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаформизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1984. С. 21 - 42.
 38. *Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпинотипных офиолитовых массивов Урала // Геотектоника. 1978. № 4. С. 3 - 22.
 39. *Мизин В.И.* Петрология верхнепротерозойско-нижнепалеозойских вулканических комплексов западного склона Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1981. 23 с.
 40. *Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С.* Палеозойская геодинамика и металлогения Кызылкумов // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 92 - 93.
 41. *Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1986. 106 с.
 42. *Парначев В.П.* Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 32 с.
 43. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др.* Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 119 с.
 44. *Пелевин И.А., Пучков В.Н.* О возрасте жиландытауской толщи Восточных Мугуджар // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибир-

- ской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень: ЗапСИБНИГНИ, 1983. С. 116 - 118.
45. *Пелевин И.А., Пучков В.Н.* Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Балкымбайского грабена (Восточные Мугоджары) // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1987. С. 99 - 110.
 46. *Пелевин И.А., Пучков В.Н.* О возрасте мраморов, развитых в районе метеостанции Талдык (Восточные Мугоджары) // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 68 - 75.
 47. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1979. Вып. 328. 188 с.
 48. Проблемы стратиграфии Урала. Докембрийские образования. Кембрийская система. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. 75 с.
 49. *Пронин А.А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л.: Наука, 1971. 205 с.
 50. Путеводитель геологических экскурсий Всесоюзной школы-семинара "Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы" // Отв. ред. *Коротеев В.А. и Пучков В.Н.* Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 95 с.
 51. *Пучков В.Н.* Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии // Докл. Президиуму Коми Фил. АН СССР. Вып. 9. Сыктывкар: ИГ КФ АН СССР, 1974. 38 с.
 52. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 53. *Пучков В.Н.* Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: ИГГ УНЦ СССР, 1979. С. 33 - 52.
 54. *Пучков В.Н.* Тектоническая природа западного склона Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 3 - 9.
 55. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала // Ежегодник-1986 ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1987. С. 3 - 10.
 56. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника. 1987. № 2. С. 24 - 34.
 57. *Пучков В.Н., Иванов К.С., Наседкина В.А.* Первые сведения о кремнистых толщах ордовика на западном склоне Урала // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 16 - 20.
 58. *Пучков В.Н., Иванов С.Н.* Современные взгляды на природу геосинклиналей // Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. С. 5 - 9.
 59. *Пучков В.Н., Рапопорт М.Г., Феритатер Г.Б., Ананьева Е.М.* Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследование петрологии и металлогении Урала в свете идей А.Н. Заварицкого. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 85 - 94.
 60. *Пыстин А.М.* Сравнительная характеристика Хобейнского, Неркаюского и Хордъюского метаморфических комплексов Приполярного и Полярного Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 50 - 59.
 61. *Расулов А.Т.* Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 44 с.
 62. *Родионов В.Ю., Радченко В.В.* О возрасте и рудоносности отложений зоны сочленения Зилаирского синклиория и Уралтауского антиклинория // Материалы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья. Уфа: ИГГ УрО АН СССР, 1987. С. 70 - 75.
 63. *Ротару З.М., Пучков В.Н.* Тектоника белорецкого комплекса // Тектоника, магматизм, метаморфизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Миасс: ИГГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 85 - 86.
 64. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 283. 170 с.
 65. *Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С.* Выявление горизонтальных перемещений блоков Южного Урала и северо-западного Казахстана в ордовике по палеомагнитным данным // Геофизические работы при региональных и геологосъемочных исследованиях на Урале. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 13 - 14.
 66. *Трохова А.А.* Органогенные постройки верхнего девона - турне востока Волго-Уральской провинции (особенности строения, распространения и нефтегазоносности) // Рифтогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГИРГИ, 1991. С. 4 - 26.
 67. *Удовкина Н.Г.* К вопросу о возрасте эолигитов Урала // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 339 - 348.
 68. *Чувашов Б.И., Пучков В.Н.* Геологическая история Урала в каменноугольный период // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 111 - 115.
 69. *Чувашов Б.И., Шуйский В.П.* История развития и геотектоническая позиция палеозойских рифов Урала // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 3 - 10.
 70. *Шейнманн Ю.М.* Еще раз о перемещении континентов // Геотектоника. 1966. № 3. С. 4 - 15.
 71. *Юдин В.В.* Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 33 с.
 72. *Язева Р.Г.* Андезитоидный магматизм Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. 31 с.
 73. *Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В.* Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76 - 85.

74. *Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D.* Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. Geol. Surv. Prof. Paper. Washington: D.C., 1977. 27 p.
75. *Puchkov V.N.* Correlation and geodynamic features of Pre-Alpine tectonic movements throughout and around the Alpine Orogen // *Studia Geologica Polonica*. Warszawa, 1988. Vol. XCI. P. 77 - 92.
76. *Puchkov V.N.* The collisional origin of the eclogite-glaucophane-schist belt of the Urals // *Ofioliti*. 1989. Vol. 14. N. 3. P. 213 - 220.
77. *Puchkov V.N.* The Paleozoic of the Uralo-Mongolian fold system // *Occas. Publ. ESRI, New series*. 1991. N. 7. Part II. 69 p.

Рецензент: А.С. Перфильев

Paleoceanic Structures of the Urals

V. N. Puchkov

Although traceable, Precambrian paleoceanic structures in the Urals have so far lacked data on their distribution and role, which may be due to the errors and ambiguities in the stratigraphy of metamorphosed ophiolites. This fact was again underlined by recent finds of conodonts in the Maksuta complex. Relics of Paleozoic oceanic structures are much more widespread and are not inherited from the Riphean ones that closed following the Vendian collision. Origination of Paleozoic oceanic structures took place in the Late Cambrian - Early Ordovician due to rifting at the edge of the East European continent, manifest in the Ural paleocean and a number of microcontinents within it. The antecedent rift formations include, among others, a Late Cambrian formation of olistostromes containing some Early Cambrian limestones. Throughout the period, from the Ordovician through the Carboniferous, the Ural paleocean was limited by a passive margin of the East European (Euroamerian) continent on one side, and by an active margin of the Kazakhstan - Kirghiz continent on the other. The latter had a history of rapid accretion, progressively converging on the Euroamerian continent. The Ural folded zone emerged as the above continents collided in the Carboniferous - Permian time.

УДК 551.24/552.321.6 (234.85)

ТЕКТОНИКА ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: СООТНОШЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ

© 1993 г. А. А. Ефимов, Л. П. Ефимова, В. И. Маегов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Поступила в редакцию 14.05.92 г.

Массивы 900-километрового Платиноносного пояса представляют собой агломераты перемещенных глубинных блоков с древним динамометаморфическим структурным рисунком. Они сложены двумя вещественными комплексами. Первый является продуктом горячего тектонического и химического смешения генетически не связанных платформенных платиноносных дунитов и оливин-клинопироксен-анортитовых габбро проблематичного генезиса. Второй сложен габбро-норитами, по химическому составу близкими к глиноземистым толеитам островных дуг. Габбро-норитовые тела перемещены из области генерации вместе с телами дунит-пироксенит-габбрового комплекса и совместно с ним деформированы. В структуру Пояса входят "роговики" – метаморфизованные в условиях гранулитовой фации низкого давления вулканиты палеозойской коры, транспортированные совместно с габбро-гипербазитовыми блоками. Внедрение гранитоидов связано с эпизодом позднего растяжения, усложнившим структуру Пояса.

Петрогенетическая трактовка Платиноносного пояса Урала на протяжении последних 100 лет неоднократно модифицировалась или коренным образом изменялась по мере открытия новых фундаментальных фактов и смены геологических парадигм. Она и сейчас неоднозначна и неокончательна, однако не может быть сведена ни к последовательно магматической ("дунит-пироксенит-габбровая формация"), ни к какой-либо из трансформистских трактовок, обсуждавшихся в 50 - 60-е годы. Традиционное структурное представление о габбро-гипербазитовых массивах Пояса как о моноклитных, жестких магматических "отливках" *in situ* давно не отвечает сумме накопленных данных. Их суть состоит в том, что для этих глубинных тел установлена сложная история движений, деформаций и метаморфизма, ранние этапы которой не имеют отношения к истории вмещающих толщ. Поэтому целесообразно подведение некоторых итогов изучения Пояса с привлечением новейших данных.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРУКТУРЕ ПОЯСА

Твердо установлено, однако еще не стало общим достоянием, если судить по обзорной литературе [27], что в Платиноносном поясе совмещены по меньшей мере две резко различные глубинные ассоциации, названные в свое время эпидунитовым и эпигаббровым комплексами [12]. Первый, дунит-пироксенит-габбровый, объединяет платиноносные дуниты, клинопироксениты и оливин-клинопироксен-анортитовые габбро проблематичного генезиса, обычно полосчатые или так-

ситовые. Второй комплекс представлен ортоматическими, исходно обогащенными калием, насыщенными кремнеземом, неполосчатыми лаврадоровыми габбро-норитами с офитовой структурой. Они не обнаруживают тесной структурной или химической связи с гипербазитами. Оба комплекса достаточно индивидуализированы и слагают крупные, с реальными геологическими границами геологические тела, самым незакономерным образом совмещенные в контурах еще более крупных образований, которые принято называть массивами (рис. 1).

Даже грубое приближение к общей структурной картине, учитывающее существование перечисленных комплексов, не оставляет сомнения в том, что ранние представления об уральских платиноносных массивах как о дунитовых "ядрах", окруженных концентрическими оболочками пироксенитов и габбро слишком упрощены [5, 6]. Десять известных под собственным именем концентрически-зональных тел с дунитовым ядром и пироксенитовой периферией, честь открытия и первоописания которых принадлежит Л. Дюпарку, Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, Н.К. Высоцкому и А.Н. Заварицкому [5, 6, 22, 25], представляют принципиально важный, но все же частный структурный случай.

Систематические геологические съемки, начатые в конце 40-х годов, установили концентричность иного рода. Картированием полосчатых текстур в пироксенитах и габбро были выявлены воронко- и мульдобразные, замкнутые и незамкнутые мегаструктуры ("брахисинклинали"), морфологически сходные с мегаструктурами

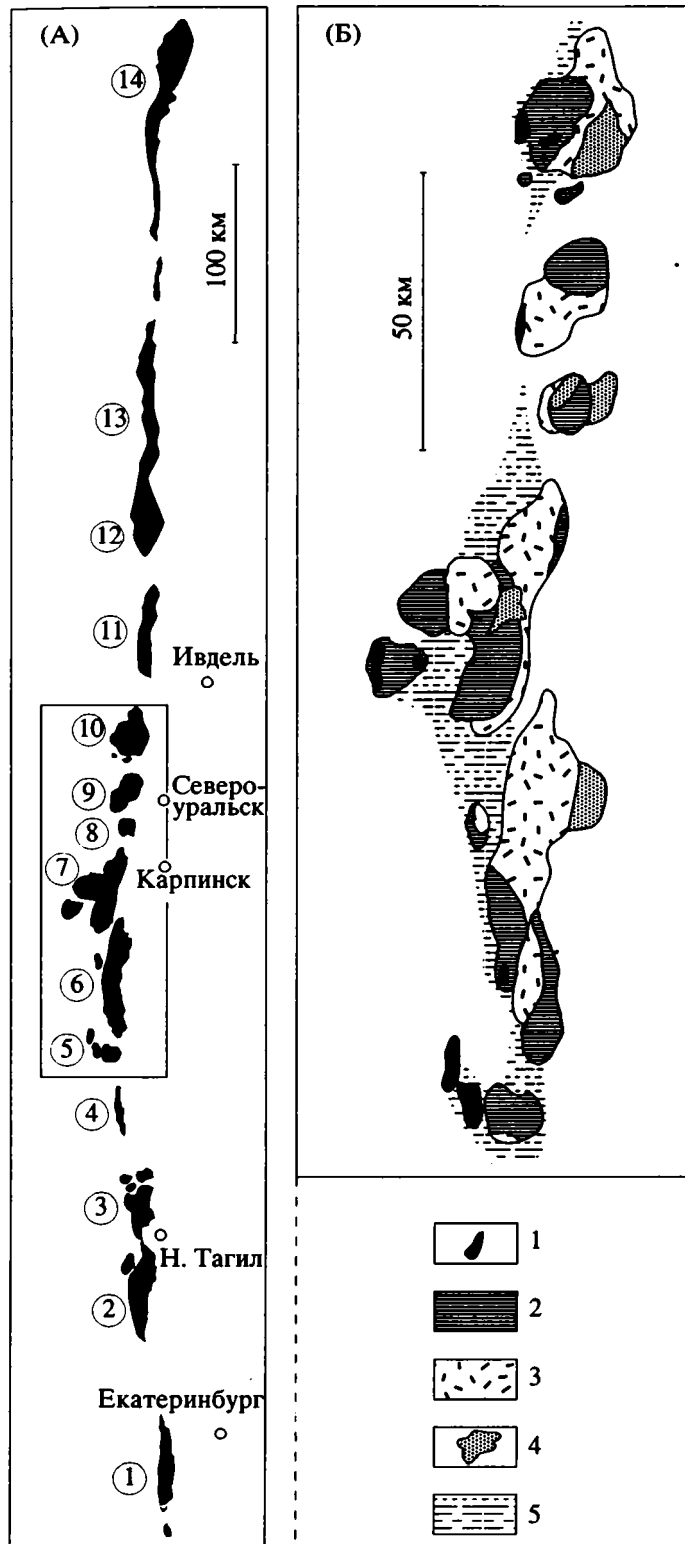


Рис. 1. Платиноносный пояс Урала.

(А) Схема размещения массивов Пояса. С юга на север обозначены: 1 – Ревдинский, 2 – Тагильский, 3 – Баранчинский, 4 – Арбатский, 5 – Качканарский, 6 – Павдинский, 7 – Кытлымский, 8 – Княспинский, 9 – Кумбинский, 10 – Денежкинский (Денежкин Камень), 11 – Помурский, 12 – Чистопольский, 13 – Ялпинг-Ньёрский, 14 – Хорасюрский массивы. Внутренняя рамка обозначает североуральский сегмент Пояса, в увеличенном виде изображенный на рис. Б.

(Б) Схема строения североуральского сегмента Пояса. 1 – крупные дунитовые тела первого структурного типа, 2 – эпидунитовый комплекс, 3 – эпигаббровый комплекс, 4 – гранитоиды, 5 – палеозойские вулканы, метаморфизованные в более высоких фациях, чем зеленосланцевая.

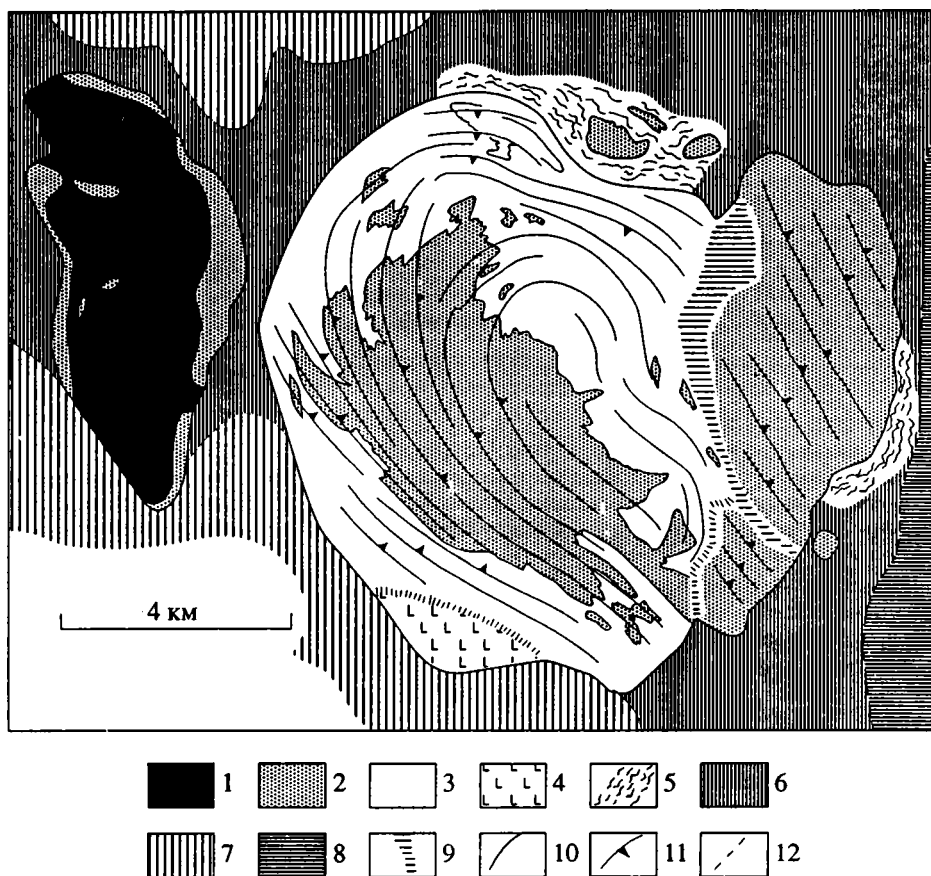


Рис. 2. Структурная схема Качканарского массива. Составлена по данным геологических съемок В.А. Решитько с дополнениями авторов.

1 – дуниты, 2 – клинопироксениты; 3 – оливковые габбро и тылаиты эпидунитового комплекса; 4 – офитовые габбро-нориты; 5 – пироксен-плагноклазовые “роговики”; 6 – амфиболиты; 7 – зеленые сланцы ордовика (?); 8 – вулканы силура; 9 – горячие тектонические швы; 10 – внешний тектонический контакт массива; 11 – полосчатости; 12 – прочие тектонические контакты.

габбро-гипербазитовых комплексов центрального типа [33]. Карта, составленная для Качканарского массива В.А. Решитько [30], отличалась от более ранней карты Н.К. Высоцкого [5] тем, что на ней впервые были изображены: залегание полосчатости, тонкое переслаивание пироксенитов и габбро, общий концентрический рисунок мегаструктуры, независимый от строения “рамы” массива (рис. 2). Позднее эти особенности строения подтвердились при картировании более крупных и сложно построенных массивов – Кытлымского, Денежкина Камня и других. Основной мотив строения Пояса стал достаточно ясным, но механизм образования концентрических мегаструктур типа Качканарского массива оставался в значительной мере загадочным из-за неясности генезиса главного структурообразующего элемента – полосчатой текстуры. Рассматривались разные генетические факторы – от ликвации текущей магмы и фракционирования кристаллов до послонного метасоматоза осадочно-вулканогенных толщ и дунитовых тел [3, 4, 12, 25, 30, 32, 37].

Толчком к появлению новой модели, связывающей образование полосчатости и “конфокальных” [32] мегаструктур, послужило запоздалое осознание того факта, что порфиroidная микроструктура связанных с пироксенитами полосчатых оливковых габбро (тылаитов Л. Дюпарка [6]), определявшаяся даже как порфиroidная [23], в действительности является порфиroidкласической, бластомилонитовой, а полосчатая и текстура – динамометаморфической. Это объяснение позволило А.А. Ефимову дать в корне отличную от существовавших динамометаморфическую трактовку “прототектоники” Пояса [9]. Нашел рациональное объяснение факт несовпадения концентрического структурного рисунка внутренними петрографическими границами, указывающий на то, что вещество, точнее, химическая субстанция пород древнее структуры (рис. 2). Было показано, что дунитовые пласты (“дунитовые жилы” первых исследователей [5, 6]) суть тектонические линзы в полосчатой пироксенит-тылаитовой матрице, развальцованные в процесс

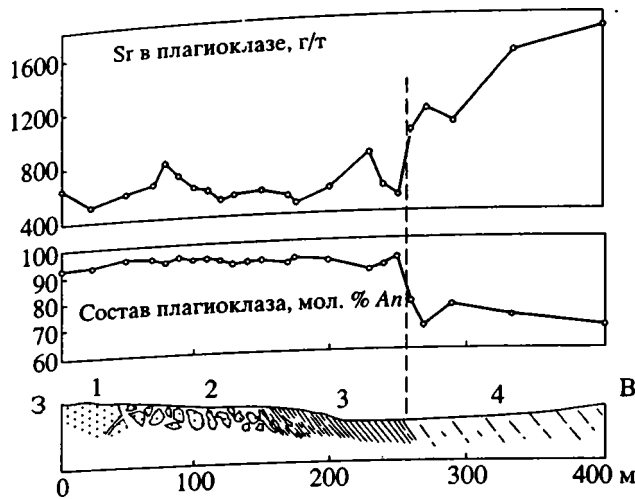


Рис. 3. Строение древнего горячего тектонического шва Денежкина Камня.

Цифрами на профиле обозначены: 1 – периферия дунитового тела Желтой Сопки; 2 – зона брекчий, состоящих из блоков оливиновых пород, погруженных в массу габброидного бластомилонита, образовавшегося по жильным габбро; 3 – зона тонкополосчатых бластомилонитов; 4 – периферия поля полосчатой серии Денежкина Камня (тылаиты). Вертикальная штриховая линия – граница двух разнородных габбровых субстратов (древнее несогласие), подтверждаемая различиями в составе плагиоклаза (графики в верхней части рис.).

мощной сколовой деформации. “Полицентрический” тип строения некоторых массивов, характеризующийся тем, что в контуре единого тела объединено несколько (до пяти) концентрических мегаструктур, был объяснен агломерацией крупных блоков по особым зонам – древним горячим тектоническим швам (рис. 3). Все полосчатые породы, а не только явные бластомилониты, стало возможным рассматривать как высокотемпературные тектониты, а слагаемые ими концентрические мегаструктуры – как глубинные деформированные блоки, в твердопластичном состоянии вдавленные в вулканогенные толщи палеозойской эвгеосинклинали. За истекшие 15 лет против этой модели “горячей тектоники” не было выдвинуто каких-либо решающих доводов. Более того, получены новые подтверждения блокового строения массивов, порой неожиданные, вытекающие, например, из закономерностей распределения стронция [13, 17]. Возникли новые проблемы, первая среди которых – проблема сонахождения горных пород, слагающих эпидунитовый комплекс: дунитов, пироксенитов и оливин-анортитовых габбро.

ПРОБЛЕМА ЭПИДУНИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Эта глубинная ассоциация, определяющая своеобразие Платиноносного пояса и его рудо-

носность, отличается наибольшей сложностью строения.

Структурные аспекты. Платиноносные дуниты слагают тела двух структурных типов. Первый представляет собой изометричные тела (“ядра”, “центры платиноносности”), окруженные неполосчатыми пироксенитовыми оболочками (тип Соловьевой горы или нижнетагильский), пространственно обособленные от крупных масс габбро, иногда геологически автономных. Второй структурный тип – это согласные дунитовые пласты и линзы в полосчатых габбро-пироксенитовых, точнее, в тылаит-пироксенитовых сериях, образующих концентрические мегаструктуры. В крупных блоках, сложенных эпидунитовым комплексом (Тылай-Конжаковский и Косьвинский в Кытлымском массиве), присутствуют дунитовые тела обоих типов. В таких случаях мощные неполосчатые пироксенитовые оболочки тел первого типа постепенно сменяются полосчатыми сериями, содержащими согласные дунитовые пласты (рис. 4). В тектонической позиции дунитовых тел первого типа существует непрерывный ряд – от полностью интегрированных в структуру эпидунитового комплекса (Кытлымский массив) до геологически автономных тел (Омутнинского, Соловьевой горы, Светлого Бора и Вересового Бора), залегающих в вулканогенном окружении ([9]; рис. 2). Характерный промежуточный случай представляет собой позиция тела Желтой Сопки (рис. 5), объединенного с полем эпидунитового комплекса Денежкина Камня лишь маломощным горячим тектоническим швом, при разрыве которого тело стало бы типично автономным. По-видимому, первоначально все дунитовые тела составляли одно целое с эпидунитовым комплексом и лишь во время окончательного становления структуры Пояса некоторые из них были отчленены, образовав бескорневые изолированные мегабудины.

Весьма вероятно, что эпидунитовый комплекс внедрялся вместе с дунитовыми телами как единое структурное целое. В этом его отличие от алданских дунитовых “трубок”, представляющих изначально геологически самостоятельные внедрения дунитов, генетически единых с уральскими [31]. Возникает вопрос, был ли уральский эпидунитовый комплекс таким же единым целым до внедрения?

В соотношениях пород есть нюанс: не обнаружены непосредственные контакты дунитов с габбро. Между теми и другими всегда есть разделяющие их мощные пироксенитовые зоны, зоны бластомилонитов или пространственный разрыв. В тех случаях, когда дуниты соприкасаются или структурно тесно связаны с габбро, последние неизменно представлены тылаитами, т.е. высокотемпературными бластомилонитами. Эта закономерность – первое указание на некую первоначальную дискретность дунитовой и габбровой составляющих эпидунитового комплекса и на то,

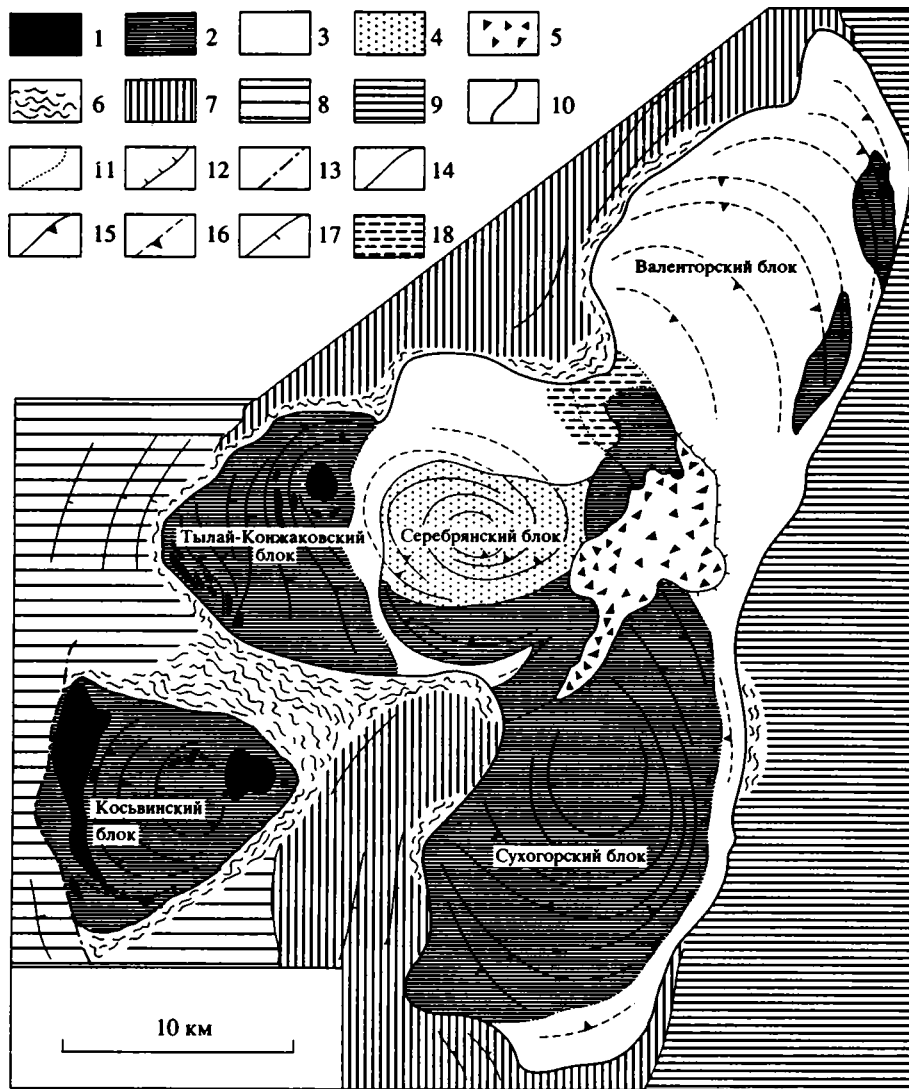


Рис. 4. Структурная схема Кытлымского массива. Составлена по данным геологических съемок А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой.

1 – дуниты, 2 – эпидунитовый комплекс; 3 – габбро-нориты; 4 – серебрянские анортитовые габбро (габброидные амфиболиты); 5 – эруптивные брекчи с обломками пироксенитов и габбро в плагиогранитовом цементе; 6 – “роговики” и кытлымиты; 7 – амфиболиты; 8 – вулканиты и зеленые сланцы ордовика (?); 9 – вулканиты силура; 10 – внешний тектонический контакт массива; 11 – внутренние горячие тектонические швы; 12 – магматические контакты; 13 – холодные тектонические контакты; 14 – прочие схематические геологические границы; 15 – полосчатость; 16 – трахитоидность; 17 – сланцеватость и метаморфическая полосчатость в породах вулканогенной “рамы”; 18 – зоны гранитизации габбро.

что объединение дунитов и габбро могло быть вызвано не генетическими, а тектоническими причинами.

Давно отмечено, что внешние контуры концентрически-зональных дунит-пироксенитовых тел первого типа сравнительно просты, тогда как внутренний контур пироксенитовой оболочки весьма прихотлив, часто с прямолинейными “апофизами”, отходящими в дуниты по сопряженным направлениям [5, 22]. Имеется достаточно доказательств метасоматической природы пироксенитовых оболочек [12, 14, 15, 19, 22, 35, 36], поэтому подобная картина, возможно, запечатлела про-

цесс развития пироксенитов по дунитам в статической обстановке. В подобных телах нет признаков мощного пластического течения, хотя наблюдаются ограниченные горячие деформации [9, 18]. Уральские дунит-пироксенитовые тела ниже тагильского типа, по-видимому, сохраняют более древние черты строения, чем концентрически-зональные дунит-пироксенитовые тела Алданского щита [31]. В последних прямолинейные пироксенитовые “апофизы” отсутствуют, характерная кольцевая форма пироксенитовой оболочки вторична. Она возникла при внедрении дунит-пироксенитового диапира в осадочный че-

хол щита как энергетически наиболее выгодная [20]. Следовательно, уральские дунитовые тела первого типа могут служить моделью строения алданских дунитовых “трубок” на ранних стадиях их эволюции, возможно, до начала внедрения. Последние же, в свою очередь, указывают на отсутствие генетической связи платиноносных дунитов с габбро.

Все это позволяет считать дунитовые тела первичного структурного типа генетически самостоятельным, наиболее ранним и наименее деформированным элементом эпидунитового комплекса. Их пироксенитовые оболочки возникли до внедрения, в результате реакции дунитов с глубинным базитовым веществом, которым могли быть анортитовые габбро. При таком подходе становится понятным наличие пироксенитовой каймы даже у отторгнутых тел, в окружении которых габбро отсутствуют. В этом прослеживается еще одна аналогия с алданскими “трубками”, в которых пироксенитовые оболочки также не могли образоваться в месте их современного залегания.

Возникновение дунитовых тел второго структурного типа хорошо объясняется тектонической интеграцией фрагментов дунитовых тел первого типа в структуру полосчатых серий. Фрагменты испытывают последующие деформации, в конечном счете превращающие их в тектонические линзы с большим удлинением [9]. Реакционные метадунит-верлит-пироксенитовые зоны, всегда отделяющие дуниты от тылаитов, частично образовались в процессе пластического течения, а частично, возможно, представляют собой деформированные оболочки более ранних дунитовых тел. Таким образом, исходя из реакционной природы пироксенитов и принимая во внимание, что полосчатые порфирокластические габбро (тылаиты) образовались по полосчатым же, но более ранним, с равновесной гранобластовой микроструктурой оливин-анортитовым габбро [16], можно прийти к заключению, что полосчатые серии, слагающие концентрические мегаструктуры типа Качканара, Конжаковского Камня и Денежкина Камня – это испытывавшая пластическое течение крупномасштабная горячая тектоническая смесь двух исходных составляющих: дунитов и анортитовых габбро. Вещество последних в наиболее чистом виде представлено в Сухогорском блоке Кытлымского массива или во внутренней зоне Денежкина Камня [12, 16]. Горячей тектонической смесью можно считать и эпидунитовый комплекс в целом. Кроме полосчатых серий, в него входят и относительно жесткие, слабо деформированные дунит-пироксенитовые тела первого структурного типа.

Химические аспекты. По морфологии и структурным особенностям – стратифицированное строение, концентрический, нередко воронкообразный структурный рисунок – мегаструктуры эпидунитового комплекса обнаруживают практически полное сходство с некоторыми дифференцированными (“расслоенными”) интрузиями центрального типа, в которых, как считают (например в [33]), запечатлен процесс фракционирования и кумуляции ликвидусных фаз в магматической камере. Однако другие их особенности – признаки мощного пластического течения и проникающих сколовых деформаций, беспорядочное чередование петрографических разностей, отсутствие единой химической тенденции в разрезах – свидетельствуют в пользу идеи горячей тектонической смеси. Горячим тектоническим смешением достаточно просто объясняется такая их особенность, как присутствие дунитов на любых стратиграфических уровнях (что труднообъяснимо, если исходить из идеи фракционирования).

Тем не менее, схема чисто механического смешения двух дискретных элементов не объясняет всего наблюдаемого. При такой схеме следовало бы ожидать появления би- или даже тримодальных химических серий. В действительности же на любых петрохимических диаграммах валовые составы пород составляют одну непрерывную совокупность – химический ряд от оливиновой породы до клинопироксеновой и далее до плагиоклазовой без признаков химической дискретности (рис. 6). То же относится и к характерным микроэлементам – на диаграммах наблюдаются непрерывные геохимические тренды, связывающие крайние типы (рис. 7; [28]). Непрерывность трендов означает, что в полосчатых сериях существует бесчисленное количество химических разновидностей, что, в свою очередь, создает хорошо известную картину непрерывных и многократных петрографических переходов. Именно эта черта полосчатых серий некогда рассматривалась как один из признаков послонного метасоматоза, связанного с внешним источником [12, 32, 37].

Однако упорядоченное расположение точек на диаграммах резко контрастирует с совершенно незакономерным распределением составов и концентраций в разрезах. Если бы непрерывные тренды были результатом фракционирования, они должны были бы коррелироваться со “стратиграфией” полосчатых серий, в которой, как обычно считают, запечатлен порядок осаднения кумулятивных слоев [33]. Однако этого нет и можно с достаточной уверенностью предполагать, что непрерывность химических трендов обусловлена другой причиной – биметасоматическим обменом, т.е. химическим смешением первоначально дискретных элементов горячей тектонической смеси.

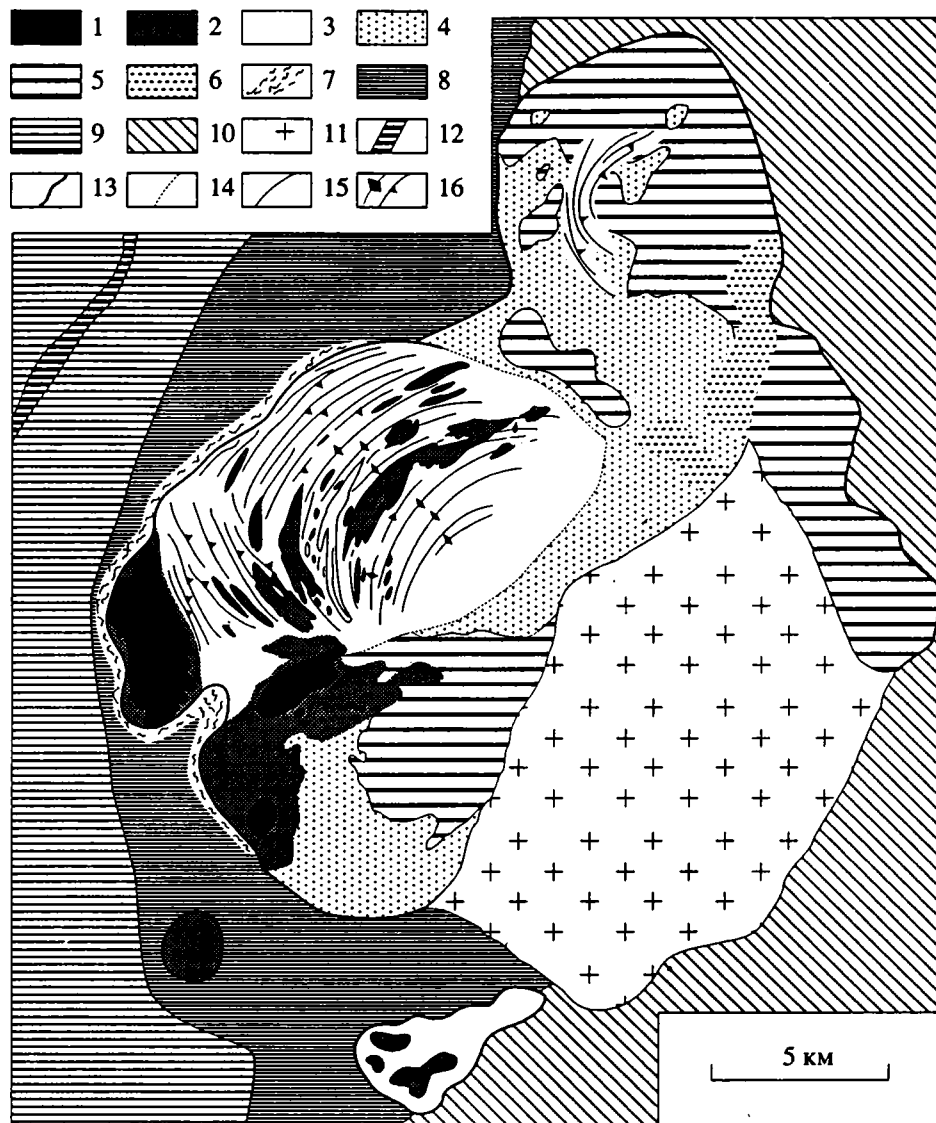


Рис. 5. Структурная схема массива Денежкин Камень. Составлена по данным геологических съемок А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой.

1 – дуниты; 2 – пироксениты; 3 – габбро эпидунитового комплекса, в том числе тыланты; 4 – габбро-нориты; 5 – прочие габбро эпигаббрового комплекса; 6 – зоны гранитизации габбро; 7 – пироксенплагиоклазовые “роговики”; 8 – амфиболиты; 9 – вулканиты и зеленые сланцы ордовика (?); 10 – вулканиты силура; 11 – гранитоиды; 12 – серпентиниты Салатимского пояса; 13 – внешние тектонические контакты массива; 14 – внутренние горячие тектонические швы; 15 – прочие схематические геологические границы; 16 – полосчатость.

Ряд химических особенностей находится в резком противоречии с идеей фракционирования, но не находит адекватного объяснения и в схеме смешения. Например, аномальный градиент состава плагиоклаза в разрезе Денежкина Камня, связанный с аллохимичностью метаморфизма эпохи бластомилонитов: нижние горизонты содержат наиболее кислый (до андезина) новообразованный плагиоклаз, а выше располагается мощная толща пород с анортитом [16]. Поскольку вся структура транспортирована из области генерации полосчатой серии, источником необходимого привноса щелочей и кремнезема не могло быть

современное окружение массива, да и вообще материал коры, как на то указывают имеющиеся изотопные данные [13]. Возможно, что таким источником в какой-то предшествующий момент могла быть вторая глубинная ассоциация Пояса (габбро-нориты). Подобное же объяснение приложимо и к размытому градиенту концентрации стронция в плагиоклазе в этом же разрезе [13].

Полосчатые серии и сложенные ими концентрические мегаструктуры формировались при температурах не ниже 700 - 800°C и давлениях не более 7 кбар. Последняя оценка основана на повсеместном присутствии равновесной пары оли-

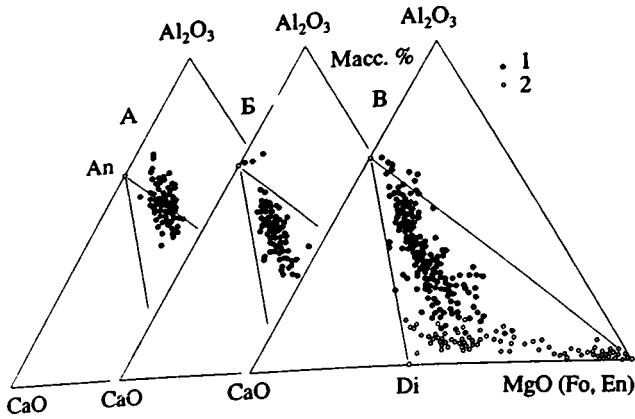


Рис. 6. Составы главных петрографических групп пород Платиноносного пояса в системе $CaO-MgO-Al_2O_3$.

А. Ортомагматические габбро-нориты эпигаббрового комплекса (130 анализов). Б. Тип оливин-клинопироксен-анортитовых габбро эпидунитового комплекса (Волковское тело, 110 анализов). В. Породы полосчатой дунит-пироксенит-тылаитовой серии массива Денежкин Камень (250 анализов).

1 – плагиоклазосодержащие породы (габбро, тылаиты); 2 – бесполовошпатовые породы (дуниты, мета-дуниты, верлиты, клинопироксениты).

вин-анортит. В ходе горячего тектонического смещения и химического обмена устанавливалось, по меньшей мере, локальное равновесие, на что указывают сопряженные изменения в составе минералов. В некоторых отношениях вся совокупность полосчатых пород приближается к полному равновесию. Так, предел насыщения силикатов железом в парагенезисе с магнетитом стремится к равновесному уровню (25 - 30 ат. %), несомненно определяемому общим для всей серии кислородным режимом (рис. 8). Наблюдается корреляция содержаний микроэлементов в сосуществующих фазах. Состояние некоторой неуравновешенности свойственно бластомилонитам, что вполне естественно, однако и здесь можно констатировать локальное равновесие, возникшее в эпоху пластического течения или во время последовавшего за ней отжига [16, 29].

Природа эпидунитового комплекса. Изначальная генетическая и структурная самостоятельность платиноносных дунитов подтверждается современными данными о существовании ультраосновных остатков селективного плавления мантии, фактами твердопластичного внедрения дунитового вещества в осадочный чехол Алданского щита [20], бластическими структурами и следами перемещения в твердом состоянии, фиксируемыми в дунитах. Реститовая модель требует дополнительных разработок. В частности, недостаточно изучен механизм столь полной очистки дунитового рестита от легкоплавких компонентов, неясно, какие именно мантийные выплавки комплементарны дунитам. Однако очевидно, что веще-

ство с химией платиноносных дунитов свойственно верхней мантии эпиконтинентальных рифтовых зон и появление его внутри гигантского офиолитового пояса Урала аномально. Железистые оливиновые породы (метадуныты), верлиты и пироксениты суть продукт реакции твердых дунитов с кристаллическими базитами, скорее всего с анортитовыми габбро. Отсутствие габбро в окружении отторгнутых дунит-пироксенитовых тел – обстоятельство, в прошлом затруднявшее такую трактовку. Сейчас оно не может считаться серьезным возражением в свете ставших привычными представлений об алохтонности гипербазитов.

Природа вещества оливин-клинопироксен-анортитовых габбро продолжает оставаться проблематичной. В большинстве объектов эти породы являются составной частью полосчатых серий, в которых пластическое течение и синтектоническая рекристаллизация уничтожили всякие следы более ранних тектур и структур. Все же существуют участки, в которых эти габбро не испытали пластического течения и сильной метаморфической дифференциации. Такие реликтовые участки в тектоническом смысле сопоставимы с дунитовыми телами первого структурного типа. Массивные оливин-анортитовые габбро, свойственные, например, Волковскому габбровому телу в Баранчинском массиве, отличаются гораздо большим, чем в полосчатых сериях, постоянством валового состава (рис. 6) и обнаруживают структуры, близкие к офиловым, подобные тем, какие возникают при кристаллизации из гомогенной жидкости. Тем не менее, существуют серьезные физико-химические возражения против возможности кристаллизации из жидкости по меньшей мере некоторых разновидностей оливин-анортитовых габбро [11]. Нет признаков существования в природе жидкостей, химически им эквивалентных. Нет оснований считать их кумулятами ортомагматических лабрадоровых габбро Платиноносного пояса. Наконец, нет наблюдений, говорящих, что эти габбро геологически проявляли себя как магматическая жидкость. Приходится признать, что задача пока не находит простого решения. Гипотетические возможности рассматривались [10], но и они нуждаются в подтверждениях. В любом случае, независимо от решения проблемы, анортитовые габбро Пояса представляются такой же самостоятельной и первичной составляющей эпидунитового комплекса, как и платиноносные дуниты.

Дуниты и габбро объединились в сложный комплекс не в самом конце, но и не в самом начале их эволюции. До объединения их развитие протекало отдельно, а сонахождение вызвано тектоническими причинами. Если это так, то масштаб горячего тектонического перемешивания несопоставим с размерами даже самых крупных массивов Пояса, а план, стиль и температура деформаций (уровень гранулитовой фации низкого давле-

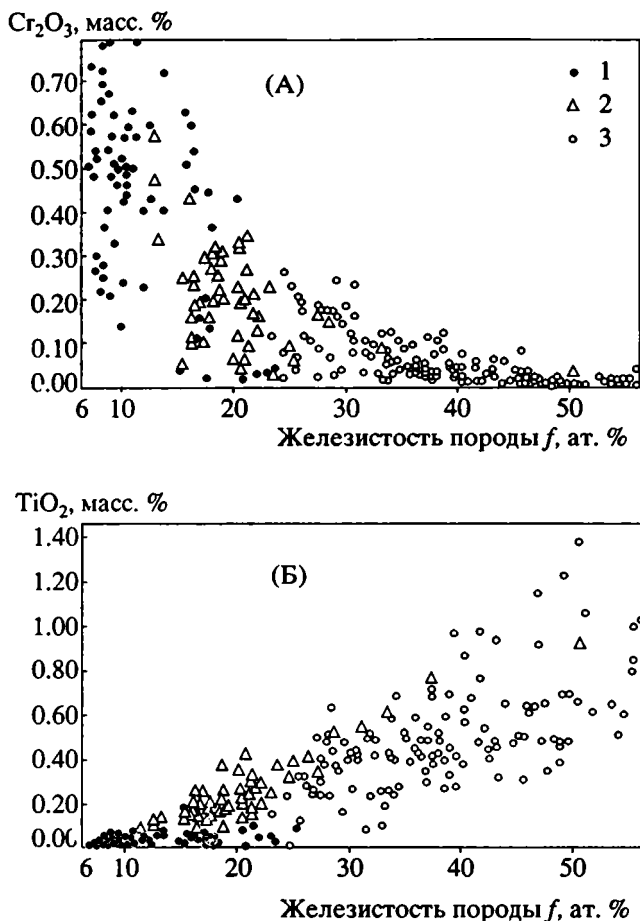


Рис. 7. Распределение хрома (А) и титана (Б) в эпидунитовом комплексе Денежкина Камня.

1 – оливиновые породы, в том числе дуниты Желтой Сопки, дуниты и метадуныты полосчатой серии; 2 – верлиты и клинопироксениты; 3 – габбро, в том числе тылаиты.

ния) не имеют ничего общего с таковыми в зеленокаменном геологическом окружении. Из этого следует, что сложно построенные блоки эпидунитового комплекса с их древней структурой можно рассматривать всего лишь как фрагменты или агломераты фрагментов каких-то гораздо более крупных масс, по размерам сравнимых с мантийными поднятиями рифтовых зон.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Эпигаббровский комплекс. Генетические и возрастные соотношения эпидунитового и эпигаббрового комплексов, строго говоря, до сих пор неясны. Вероятнее всего, второй моложе первого, однако нигде не обнаружен его интрузивный контакт ни с одним из элементов эпидунитового комплекса. Более того, достоверно неизвестна даже дайковая фация габбро-норитов. Все это тем более странно, что по совокупности признаков офи-

товые габбро-нориты являются ортомагматическими породами, химически достаточно близкими к глиноземистым толеитовым базальтам островных дуг. Все места сочленения двух комплексов при ближайшем рассмотрении оказываются древними горячими тектоническими швами, а внешние контакты с вулканогенным окружением – тектоническими. Признавая габбро-нориты магматическими породами, приходится допускать, что их масса кристаллизовалась в камерах грандиозного масштаба, объемом в сотни и, возможно, тысячи кубических километров, заполненных гомогенной базальтовой жидкостью за один прием. Кристаллизация была единовременной, поскольку нет признаков повторных внедрений, интрузивных фаз и т.п. Участие твердых габбро-норитов в ранней (“горячей”) тектонике говорит в пользу того, что их тела были перемещены из области генерации или с какого-то промежуточного уровня вместе с телами эпидунитового комплекса. Это однозначно подтверждается, во-первых, обилием случаев совместной деформации тех и других. Например, Сухогорский блок в Кытлымском массиве, представляющий собой единую концентрическую мегаструктуру, сложенную двумя вещественными комплексами. Во-вторых, габбро-нориты частично или полностью потерявшие первичный магматический облик, имеющие следы деформаций и бластеза, слагают самостоятельные блоки концентрического строения (Валенторский блок в Кытлымском массиве, см. рис. 4). В таких случаях очевидно, что оба плутонических комплекса участвуют в формировании общей структуры как равноправные элементы, к моменту соещения имевшие одинаковую температуру, чем говорят синхронность и изофаціальность фиксируемых в них метаморфических событий.

“Динамотермальный ореол”. Сущность этого элемента Платиноносного пояса долго оставалась непонятной. Только в начале 60-х годов проблематичные мелкозернистые, тонкополосчатые породы с парагенезисом орто- и клинопироксена, плагиоклаза, магнетита, иногда роговой обманки и граната, в разное время описанные как “полосчатые трапповые гранулиты” [26], “инъекционный полосчатый комплекс” [2] или “кытлымиты” [32], были квалифицированы как метавулканиты – контактовые роговики [7, 8, 12]. Представление о горячих контактах Платиноносного пояса получило признание. Разночтения свелись к вопросу, возникли ли роговики в контактах магматических тел или аллохтонных горячих блоков. Однако, строго говоря, эти породы не соответствуют определению роговика как продукта термального воздействия магматического тела на породы окружения. Их текстуры и структуры имеют динамометаморфическое происхождение, сочетая результаты твердопластичного течения, дробления, бластеза и метаморфической дифференциации. Поэтому данные породы следовало бы опреде-

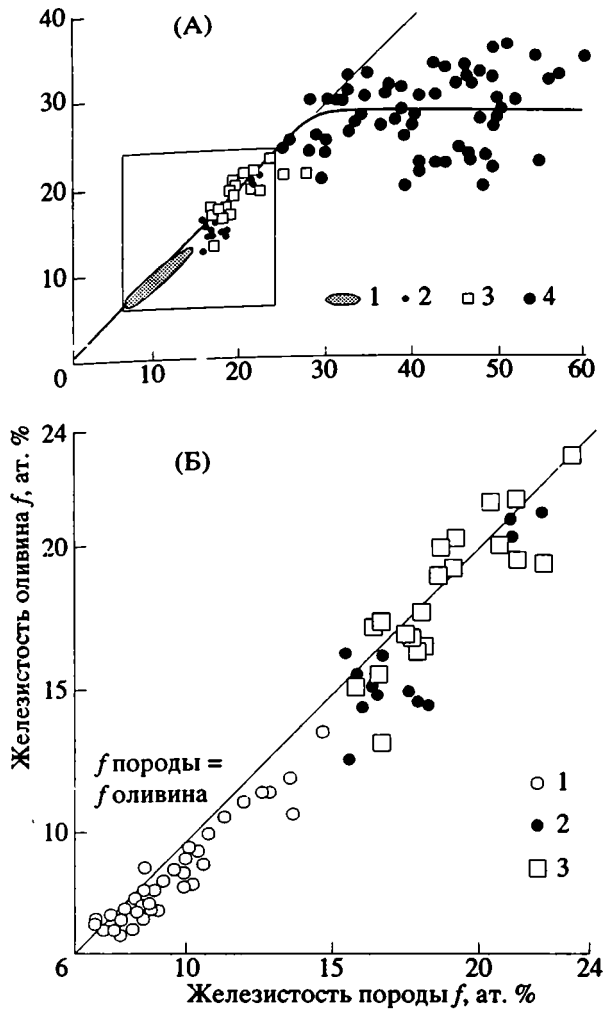


Рис. 8. Корреляция железистости пород и оливина в эпидиоритовом комплексе Денежкина Камня.

(А) Серия оливинсодержащих пород. 1 – область дунитов Желтой Сопки; 2 – дуниты и метадуниты полосчатой серии; 3 – верлиты и клинопироксениты; 4 – габбро полосчатой серии, в том числе тылаиты.

(Б) Увеличенный участок той же диаграммы (обозначен квадратом на рис. (А)). 1 – дуниты Желтой Сопки; 2 – дуниты и метадуниты полосчатой серии; 3 – верлиты и клинопироксениты.

Горизонтальный участок аппроксимирующей кривой (жирная линия на рис. (А)) доказывает существование общего для всей серии предела насыщения оливина железом (25 - 30 ат. %).

лить как тектониты – гранулиты низкого давления – продукт прогрессивного метаморфизма вулканитов основного состава.

До сих пор, несмотря на тщательные поиски, не обнаружен достоверный переход от неметаморфизованных вулканитов к “роговикам”, т.е. не обнаружена непрерывная температурная зональность. Возникает впечатление, что контакты “роговиков” с вулканогенной “рамой” – вторичные, поздние и, возможно, холодные, а весь этот

комплекс – такое же аллохтонное образование, как и сами массивы, с которыми он однозначно связан. С этим согласуются такие его особенности, как динамометаморфические текстуры, наличие в некоторых случаях двух эпох деформации, а также несоизмеримое с размерами габбро-гипербазитовых тел развитие “роговиков” (например, в Баранчинском массиве [1]). Возможен вывод, что “динамотермальный ореол” – это гранулитовый комплекс низкого давления, образовавшийся по вулканогенному субстрату низов палеозойской коры, на сравнительно небольших глубинах, под воздействием воздымавшихся в рифтовой зоне Пояса глубинных масс, а затем транспортированный из области генерации вместе с габбро-гипербазитовыми телами.

Гранитоиды. Платиноносный пояс сопровождается достаточно крупными массами гранитоидов, которые, прорывая твердые, уже деформированные гипербазиты, габбро и “роговики”, сами не претерпели заметных деформаций. Появление гранитоидов – заключительный акт формирования структуры Пояса. После этого в его истории не было сколько-нибудь значительных событий.

В Кумбинском массиве описан древний горячий тектонический шов большой мощности, в котором интенсивная деформация габбрового субстрата сопровождается его гранитизацией и образованием апогаббровых метаморфитов амфиболитовой ступени умеренного давления [21]. Петрохимически эти породы в отдельных участках соответствуют плагиогранодиоритам – плагиоадамеллитам. Здесь же присутствуют небольшие объемы плагиогранитов в виде более или менее четко проявленных жил, возможно, являющиеся продуктом затвердевания низкотемпературных выплавов из метасоматически подготовленного габбрового субстрата. Весь ряд новообразованных пород химически неотличим от так называемых “габбро-гранитных серий”. Мощный шов Кумбы не прослеживается за контур массива, из чего можно заключить, что он транспортирован вместе с габбро-гипербазитовыми блоками и что перечисленные явления имели место в более глубокой обстановке (рис. 9). Данный шов может рассматриваться как вероятная модель глубинных зон гранитообразования в корневых частях структуры Пояса, откуда гранитная жидкость или жидкообразная смесь низкотемпературной жидкости и базитового рестита внедрялась на более высокие этажи структуры.

В североуральском сегменте Пояса наблюдается картина, подтверждающая подобные представления. В Кытлымском массиве (рис. 4) плагиогранитная интрузия находится в месте сочленения трех крупных и тектонически монолитных блоков: Сухогорского, Серебрянского и Валенторского. Здесь устанавливается прекрасно выраженная зона дробления, заполненная эруптивной

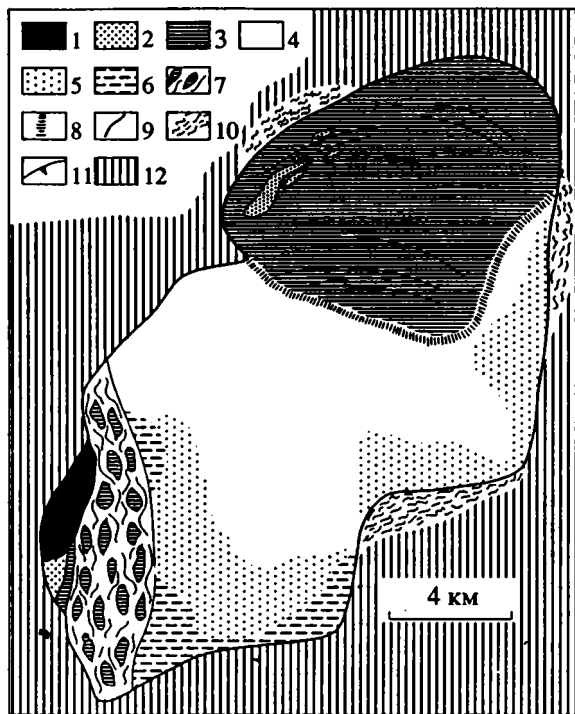


Рис. 9. Структурная схема Кумбинского массива. Составлена по данным А.А. Ефимова, Л.П. Ефимовой, К.В. Флеровой с использованием материалов М.Ф. Заболотской.

1 – дуниты; 2 – пироксениты; 3 – оливиновые габбро эпидунитового комплекса, в том числе тылаиты; 4 – диопсид-амфиболовые и другие габбро эпигаббрового комплекса; 5 – офитовые габбро-нориты; 6 – зоны гранитизации в габбро-норитах; 7 – древний горячий тектонический шов (зона динамометаморфизма амфиболитовой ступени и гранитизации габбро); 8 – другие внутренние горячие тектонические швы; 9 – внешний тектонический контакт массива; 10 – пироксен-плагиоклазовые “роговики”; 11 – полосчатость; 12 – вулканиты силура.

брекчий, в которой плагиограниты цементируют огромное количество фрагментов местных габбро и пироксенитов. На Денежкином Камне (рис. 5) крупная масса кварцдиорит-плагиогранитового состава повсеместно содержит базитовые включения, имеющие облик темных шпиров, неясных обломков и т.п., представляющие собой, по-видимому, реститовый материал, вынесенный из глубинной зоны гранитообразования. Включения местных пород редки. Гранитоидная интрузия выполняет пространство (камеру), возникшее при расколе массива, причем образовавшиеся фрагменты – собственно Денежкин Камень и тело Черной Сопки – были раздвинуты без потери структурной связи с вулканогенным окружением.

Этот структурный мотив – раскол монолитных габбро-гипербазитовых тел с радиальным расхождением фрагментов и с заполнением разрыва гранитоидами очень распространен в Платиноносном поясе. По-видимому, внедрение гранитоидов фиксирует событие тектонической активизации – эпизод позднего растяжения, имевший место уже после внедрения глубинных блоков. “Проблема пространства” для гранитоидных интрузий решается, таким образом, достаточно просто.

По геологическим данным, эпизоды позднего растяжения во всех массивах должны быть синхронными. Однако состав гранитоидов весьма различен, что позволяет предполагать разнообразие условий гранитообразования в глубинных очагах, рассредоточенных по простиранию Пояса, при одновременности этого события. Специфическая черта всех гранитоидов Платиноносного пояса – обогащенность стронцием [34] – свидетельствует об их общем корне, которым мог быть кристаллический габбровый субстрат.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Платиноносный пояс фиксирует 900-километровую зону растяжения рифтового типа, возникшую, вероятно, в раннесилурийское и завершившую свое развитие в долудловское время [24]. Массивы Пояса можно рассматривать как агломераты перемещенных глубинных блоков габбро-гипербазитового состава. Пространственное сочетание выделенных вещественных комплексов и структурных единиц может быть самым различным. Блоки концентрического или хаотического строения сложены одним или двумя комплексами (эпидунитовым и эпигаббровым), каждый из которых, в свою очередь, имеет достаточно сложное строение. Первый представляет собой горячую тектоническую смесь разнородного глубинного вещества, генетическая общность элементов которого неочевидна. В состав массивов входит еще одна самостоятельная структурно-вещественная единица – “динамотермальный ореол”, представленный тектонитами гранулитовой ступени низкого давления, известными как “роговики”. Эти породы, возможно, являются метаморфизованными вулканитами низов палеозойской коры, транспортированными вместе с габбро-гипербазитовыми телами. С внедрением гранитоидов связан тектонический эпизод позднего растяжения, усложнивший строение Пояса.

Следует признать, что Платиноносный пояс – это уникальное по сложности рифтогенное образование внутри палеозойской эвгеосинклинальной зоны Урала. В его структуре причудливым образом совмещены остаточный мантийный материал типично платформенного типа (платиноносные дуниты) и продукты его глубинного метасоматического преобразования, кристаллические базиты проблематичного генезиса (оливин-анортитовые габбро), продукты глубинной кристаллизации толентовой магмы островодужного типа (офитовые габбро-нориты) и продукты прогрессивного метаморфизма вулканитов нижней коры (“роговики”). Довершают картину магматические

гранитоиды – вероятный продукт метасоматической гранитизации и селективного плавления кристаллического габбро в особых глубинных зонах рифта.

Столь сложное образование меньше всего соответствует понятию магматической формации. В самом общем виде его можно определить как кристаллический (плутонический) рифтогенный комплекс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артамонова В.А. Роль вмещающих толщ в формировании габброидных комплексов // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 421 - 430.
2. Воробьева О.А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 61 - 78.
3. Воробьева О.А. О магматической природе Платиноносного пояса габбро-перидотитовой формации Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 7. С. 23 - 39.
4. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. № 65. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.
5. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. Геол. Ком., Нов. сер. № 62. СПб.: 1913. 694 с.
6. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горн. журнал, 1913. № 1 - 2. С. 40 - 73. № 3. С. 285 - 305.
7. Ефимов А.А. Контактные явления и образование кытлымитов в Кытлымском платиноносном массиве // Матер. по геологии и полезн. ископаемым Урала. Вып. 10. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 117 - 146.
8. Ефимов А.А. Об основных мигматитах (кытлымитах) Кытлымского платиноносного массива // Сов. геология. 1963. № 2. С. 45 - 57.
9. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24 - 42.
10. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
11. Ефимов А.А. Природа троктолита // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 6. С. 1419 - 1423.
12. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Матер. по геологии и полезн. ископ. Урала. Вып. 13. М.: Недра, 1967. 335 с.
13. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Стронций в плагиоклазе уральских габбро: петрогенетический и прикладной аспекты // Геохимия. 1989. № 11. С. 1541 - 1553.
14. Ефимов А.А., Иванова Л.П. Метасоматическая зональность в контактах уральских платиноносных дунитов с пироксенитами // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151. № 6. С. 1424 - 1427.
15. Ефимов А.А., Иванова Л.П. О некоторых метасоматических явлениях, сопровождающих образование пироксенитовых жил в дунитах // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148. № 2. С. 427 - 430.
16. Ефимов А.А., Маегов В.И. О природе "скрытой расслоенности" в разрезе полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежкина Камня (Северный Урал) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 3. С. 658 - 662.
17. Ефимов А.А., Маегов В.И., Флерова К.В., Яковлева О.М. Стронций в габбро-гипербазитовых комплексах Урала // Геохимия. 1984. № 7. С. 971 - 983.
18. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Природа и метаморфизм жильных габброидов в дунитах Платиноносного пояса Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 179 - 182.
19. Ефимов А.А., Потапова Т.А., Воронина Л.К. Химическая эволюция рудного минерала при метасоматическом замещении дунита рудным пироксенитом // Ежегодник-1984. Информ. материалы. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: 1985. С. 105 - 108.
20. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 991 - 994.
21. Ефимов А.А., Флерова К.В. Амфиболитовый метаморфизм и гранитизация габброидов Кумбинского массива (Северный Урал) в зоне древнего "горячего" тектонического шва // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 1. С. 200 - 203.
22. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Матер. по общей и прикладн. геологии. Вып. 108. Л.: Геолком, 1928. 56 с.
23. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 479 с.
24. Каретин Ю.С. Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса // Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. Свердловского горного ин-та. № 127. Свердловск: 1976. С. 66 - 72.
25. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Тр. СПб. общества естествоисп. 1900. Т. 39. 257 с.
26. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О новом месторождении платины на Урале (в Синих горах около Баранчи) // Изв. СПб. Политехнического ин-та, 1909. Т. 11. С. 427 - 458.
27. Магматические горные породы / Под ред. Лазько Е.Е. и Шаркова В.В. Т. 5. Ультрасосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
28. Маегов В.И., Ефимов А.А. Распределение хрома и титана в дунит-пироксенит-тылаитовой серии Кытлымского массива как возможное следствие химического обмена между компонентами горячей тектонической смеси // Ежегодник-1990. Информ. материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 33 - 35.
29. Маегов В.И., Илясова Л.К. О составе клинопироксенов и плагиоклаза из порфирокластов и мелкозернистой массы тылаитов массива Денежкин Камень // Ежегодник-1979. Информ. материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 67 - 69.
30. Решитько В.А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и

- их происхождение // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск: УФАИ СССР, 1963. С. 393 - 404.
31. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 119 с.
 32. Успенский Н.М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1952. С. 54 - 78.
 33. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
 34. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Стронций и рубидий в различных типах габбро-гранитных и гранитоидных серий // Геохимия. 1980. № 9. С. 1357 - 1370.
 35. Фоминых В.Г. Условия образования титаномагнетитовых месторождений Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. № 151. Свердловск. 1979. С. 57 - 69.
 36. Штейнберг Д.С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых магматических железорудных месторождений Урала // Записки Всес. минерал. общ. 1953. Ч. 82. № 4. С. 247 - 255.
 37. Штейнберг Д.С. Некоторые петрологические критерии поисков эндогенных железорудных месторождений Урала // Матер. по геологии и полезн. ископаемым Урала. Вып. 5. Свердловск: Уральск. геол. управление, 1958. С. 156 - 164.

Рецензент: Г.Н. Савельева

Tectonics of the Platinum-Bearing Belt of the Urals: Substance Complexes Ratio and Mechanism of Structural Formation

A. A. Yefimov, L. P. Yefimova, V. I. Maegov

The massifs of the 900-km Platinum-bearing belt are represented by agglomerates of transported deep-seated blocks with the ancient dynamometamorphic structural pattern. They consist of two substance complexes. The first one is a product of hot tectonic and chemical combination of not connected genetically platform platinum-bearing dunites with the olivine-clinopyroxene-anorthitic gabbro of a problematic genesis. The second complex comprises gabbro-norites, which in chemical composition are close to the alumina tholeiites of island arcs. The gabbro-noritic bodies are transported away from the generating area along with the bodies of the dunite-pyroxenite-gabbro complex and get deformed together with the latter. The Belt structure contains "hornfels" metamorphosed in the conditions of low-pressure granulite facies, volcanics from the Paleozoic crust, transported along with gabbro-ultramafic blocks. The intrusion of granites is connected with the late extension episode, which made the Belt structure more complicated.

УДК 551.248.2(235.21)

ГЕОДИНАМИКА ТЕРРИТОРИИ ГАРМСКОГО ПОЛИГОНА (ТАДЖИКИСТАН) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СВЕТОДАЛЬНОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 1993 г. Т. В. Гусева, А. А. Лукк, Ю. А. Трапезников, В. И. Шевченко

Институт физики Земли РАН, Москва

Институт высоких температур РАН, Москва

Поступила в редакцию 16.01.92 г.

В 1981, 1987 и 1990 годах проведены лазерные измерения расстояний между пунктами геодезической сети (Гармский полигон), включающей смежные части Тянь-Шаня, Памира и Таджикской депрессии. Измерения показали, что ширина депрессии увеличивается со скоростью до нескольких сантиметров в год. Одновременно выявлено перемещение по Сурхобскому надвигу. Эта структура сжатия, а также механизмы очагов землетрясений указывают на то, что Таджикская депрессия находится в обстановке субгоризонтального сжатия, ориентированного вкrest простирания тектонических структур. Увеличение линейных размеров геологического объекта в условиях ориентированных в том же направлении напряжений сжатия можно объяснить увеличением объема пород, слагающих этот объект.

Территория Гармского полигона, включающая смежные части Памира, Тянь-Шаня и разделяющей их Таджикской депрессии (рис. 1), считается зоной контакта Евразийской литосферной плиты (включает Южный Тянь-Шань) и Памирской микроплиты, тыльная часть которой соприкасается с Джеламским выступом Индийской плиты. Тектоническая структура региона, история ее формирования, современные движения и сейсмичность рассматриваются, как правило, с позиций неомобилизма [14]. Сторонники этой концепции полагают, что в основе тектонического строения исследуемой территории лежат чешуйчато-надвиговые и шарьяжные дислокации, для которых типичны пологие ориентировки плоскостей разрывных нарушений, наклоненных в южном направлении (рис. 2а). Перемещения по ним связаны с движениями Памирской микроплиты и Индийской плиты и направлены с юга на север. Крутые, субвертикальные разрывы рассматриваются как сдвиги.

Существенно иначе представляется строение региона сторонниками фиксистской (вертикалистской) концепции [14]. Согласно последней, тектоническая структура земной коры региона определяется дифференцированными, обратимыми или унаследованными вертикальными движениями смежных блоков земной коры, сочленяющихся между собой субвертикальными глубинными разломами (рис. 2б).

Большой объем выполненных на территории полигона геологических (начиная с И.Е. Губина [5] и многие последующие) и сейсмических (прежде всего работы Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли АН СССР исследований позволяет утверждать, что вертика-

листские представления о тектонической структуре района не отвечают действительности. Стиль тектоники определяется чешуйчато-надвиговыми, покровными, складчато-надвиговыми дислокациями, давно установленными на северном крыле Таджикской депрессии [5 и др.] Повсеместно выявлены субгоризонтальные, ориентированные вкrest простирания тектонических структур напряжения сжатия в очагах землетрясений.

Однако имеются данные о некоторых особенностях строения и развития региона, не укладывающиеся в мобилистскую концепцию. Например, устойчивое, продолжавшееся в течение большей части палеозоя, в мезозое и кайнозое прогибание Таджикской депрессии и воздымание Кабудкрымского (Южный Тянь-Шань) и Курговатского (Северный Памир) смежных поднятий. Такое унаследованное развитие считается несовместимым со сколько-нибудь значительными взаимными горизонтальными смещениями литосферных плит [16, 17, 22]. Морфология чешуйчатых надвигов свидетельствует о том, что они возникают из согласных послонных срывов и затухают вниз по падению. Были выявлены надвиги, расположенные на южном крыле Таджикской депрессии и наклоненные в северном направлении. Перемещение по ним, судя по имеющимся данным, направлено с севера на юг. Установлено, что в осевой части Таджикской депрессии существует аномальное напряженно-деформированное состояние средней части земной коры. Эти данные [7, 11, 12, 13] позволили предложить новую схему строения и геодинамики территории полигона (рис. 2в). Она подразумевает ведущую роль напряжений субгоризонтального сжатия в текто- и сейсмогенезе, но



Рис. 1. Местоположение Гармского полигона (обозначен рамкой).

источником сжатия служит не сближение плит земной коры, а увеличение объема пород осадочно-метаморфической оболочки. Оно происходит, вероятно, в осевой части Таджикской депрессии в результате привноса в них дополнительного материала глубинными флюидами [7, 11, 12].

Предложенная интерпретация учитывает перечисленные выше сейсмические, структурно- и историко-геологические данные, но едва ли ее можно считать достаточно обоснованной. Надвиги на южном крыле Таджикской депрессии можно рассматривать как поддвиги, хотя это приводит к противоречиям между ожидаемым и наблюдаемым распределением скоростей вертикальных движений на территории полигона [7]. Аномальным напряженно-деформированным состоянием в осевой части Таджикской депрессии можно пренебречь, т.к. оно установлено по небольшому числу очагов землетрясений, в то время как субгоризонтальное сжатие – по тысячам очагов. Следовательно, требуются более веские доказательства.

Таковыми могли стать геодезические измерения современных горизонтальных перемещений элементов геологической структуры региона. Дело в том, что каждая из упомянутых выше схем строения и геодинамики территории полигона предполагает вполне определенный характер перемещений. Вертикалистская интерпретация подразумевает неизменность размеров территории и отсутствие сколько-нибудь заметных горизонтальных смещений. Исключение могут представлять только локальные перемещения, связанные с гравитационным тектогенезом – разваливания краевых частей поднятых блоков или оползневые явления. Мобилистская точка зрения предполагает сокращение поперечных размеров Таджикской депрессии за счет сближения ограничивающих ее массивов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Наконец, представление об увеличении объема пород в осевой части депрессии с компенсирующим оттоком материала к ее бортам делает неизбежным вывод об увеличении ширины депрес-

сии, но не о раздвиге Памира и Тянь-Шаня [3, 7]. Предположения о характере горизонтальных перемещений частей территории полигона проистекают из сути структурно-кинематических схем, поэтому результаты прямых геодезических дистанционных измерений могли бы дать ответ на вопрос, какая именно отвечает действительности.

Высокоточные светодальномерные измерения были проведены приборами СГ-3 по одинаковой методике в 1981, 1987 и 1990 годах. Геодезическая сеть перекрывает в районе полигона Таджикскую депрессию и опирается своим северным концом на Кабудкрымское поднятие Южного Тянь-Шаня, а южным немного не дотягивается до Курговатского поднятия Северного Памира.

Результаты измерений 1981 и 1987 годов опубликованы [2]. Их основной результат изложим кратко (рис. 3). Повторными измерениями выявлено увеличение ширины Таджикской депрессии со среднегодовой скоростью 3 - 4.5 см/год. Геодезические пункты, расположенные на северном крыле Таджикской депрессии (северный склон хребта Петра Первого) перемещаются в северном направлении относительно Кабудкрымского поднятия фундамента Южного Тянь-Шаня, а находящиеся на ее южном крыле (Дарвазский хребет) смещаются в противоположную сторону. Таким образом, был получен результат, свидетельствующий о варианте строения и динамики верхней части земной коры территории полигона, изображенном на рис. 2в. Для подтверждения надежности и временной стабильности полученных параметров относительных смещений было важно выполнить новый цикл измерений, что и сделано осенью 1990 г. Среднегодовые значения скоростей изменения расстояний между геодезическими пунктами и построенные по этим данным векторы скоростей горизонтальных перемещений пунктов изображены на рис. 4 и 5.

Схемы векторов скоростей горизонтальных перемещений геодезических пунктов за 1981 - 1987 (рис. 3) и 1981 - 1990 годов (рис. 4) различаются незначительно: векторы скоростей сходны по размерам и ориентировке. В обоих случаях пункты Гишун (VII) и Хабуработ (VIII) (южное крыло Таджикской депрессии) перемещаются в юго-восточном направлении, а пункт Сагирдашт (VI) (приосевая часть депрессии) почти не смещается¹ относительно исходного пункта Ходжаигарибон (I), расположенного в пределах Кабудкрымского выступа фундамента Южного Тянь-Шаня. Таким образом, в обоих случаях можно говорить не об уменьшении, а об увеличении ширины Таджикской депрессии, что рассматривается здесь как результат увеличения объема слоистых пород депрессии.

¹ Некоторая неопределенность ориентировки векторов скоростей смещений пунктов Сагирдашт (VI), Гишун (VII) и Хабуработ (VIII) отмечалась ранее [2].

Поскольку этот вывод обоснован уже тремя эпохами измерений, возможность принципиальной ошибки измерений значительно уменьшается, а надежность геодезических материалов увеличивается.

Заметно различаются направления перемещений пункта Каракуль (III): на рис. 4 вектор ориентирован в западном направлении, а на рис. 3 – в северном (1981 - 1987 годы) и в восточном (1967 - 1977 годы). Ранее отмечалось, что такая изменчивость связана, возможно, со сложным сочетанием структурных факторов в районе этого пункта [2].

Перемещения пунктов Гишун (VII) и Хабуработ (VIII) в южном направлении, могут быть объяснены иначе. Дело в том, что на небольшом расстоянии к северо-западу от этих пунктов проходит Дарвазский (Дарваз-Каракульский, Каракульско-Момукский, Северо-Памирский) разлом (рис. 3, 4; [1, 5, 8, 10]), который многими исследователями рассматривается как левосторонний сдвиг. При такой трактовке упомянутые пункты, расположенные на юго-восточном крыле сдвига, должны смещаться в северо-восточном направлении относительно северо-западного крыла. Если предположить, что время геодезических измерений пришлось на период возвратного, правостороннего движения по этому разлому, то тогда эти пункты должны смещаться в юго-западном направлении. Следовательно, можно объяснить южную ориентировку векторов скоростей пунктов Гишун и Хабуработ не прибегая к идее увеличения объема пород. Однако какие-либо геологические и геоморфологические признаки обращения движения отсутствуют. При этом, если левостороннее смещение легко укладывается в представления о субгоризонтальном поперечном сжатии, то правостороннее смещение в данной структурной ситуации должно интерпретироваться как результат растяжения в том же направлении. Ниже будут приведены доказательства того, что смены сжатия растяжением на рассматриваемой территории не происходило.

Существенно иная картина получается, если построить схему векторов скоростей горизонтальных движений за интервал 1987 - 1990 годов (рис. 5). В северной части геодезической сети азимуты векторов меняются незначительно (только у пункта Миндалюль (II) азимут противоположный), но в несколько раз увеличиваются за рассматриваемый временной интервал значения среднегодовых скоростей перемещений. Пункт Сагирдашт (VI), расположенный в осевой части Таджикской депрессии, перемещается в южном направлении с весьма значительной скоростью. Наибольшие отличия связаны с пунктами Гишун (VII) и Хабуработ (VIII), векторы скоростей горизонтальных перемещений которых направлены на северо-восток, т.е. имеют составляющую, ориентированную на север. Подчеркнем, что северные перемещения выявляются только в южной

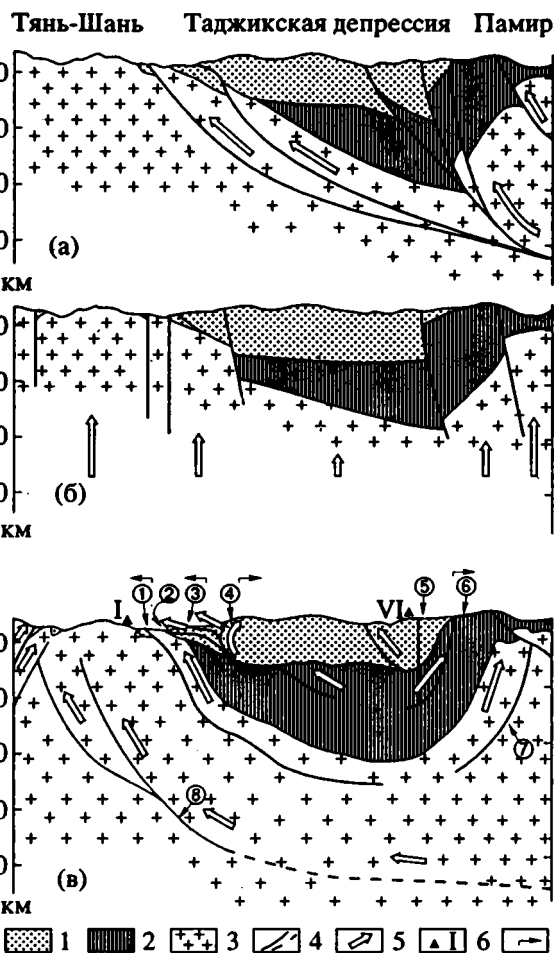


Рис. 2. Принципиальные схемы строения верхней части земной коры территории Гармского полигона согласно концепциям: мобилистской (а), фиксистой (б), А.А. Лукка и В.И. Шевченко (в). Расположение линии профиля показано на рис. 3.

1 – меловые и кайнозойские отложения; 2 – триасовые и палеозойские отложения; 3 – кристаллический фундамент; 4 – тектонические разрывы разных типов; 5 – направления перемещений по разрывам; 6 – проекции исходного геодезического пункта Ходжангарибон (I) и пункта Сагирдашт (VI) на плоскость профиля; 7 – проекции векторов скоростей горизонтальных смещений некоторых геодезических пунктов на плоскость профиля. Цифры в кружках обозначены основные разрывы: 1 – Дагана-Миндалюльский, 2 – Сурхобский (Вахшский), 3 – Домуоский, 4 – Петровский, 5 – Дарвазский, 6 – Гундаринский, 7 – Обихумбоуский, 8 – Кабудкрымский.

части рассматриваемой территории. Пункт Сагирдашт (VI) (осевая часть Таджикской депрессии), как уже отмечалось, перемещается в противоположном, южном направлении. Поэтому, несмотря на отличия рассматриваемой схемы векторов от двух других, нельзя связывать надвиговые перемещения на северном крыле Таджикской депрессии с давлением со стороны Памира.

Можно полагать, что отмеченные за 1987 - 1990 годы перемещения пунктов Гишун (VII) и Хабуработ (VIII) в северо-восточном направлении

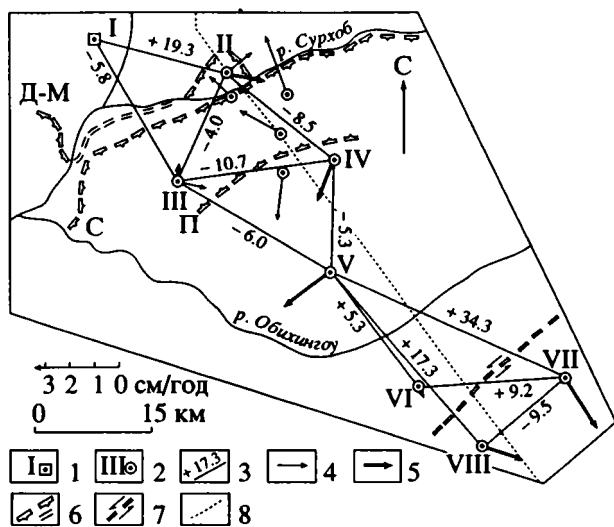


Рис. 3. Схема векторов среднегодовых скоростей современных горизонтальных перемещений геодезических пунктов Гармского полигона по измерениям 1981 и 1987 годов и части измерений 1967 - 1977 годов.

1 – опорный геодезический пункт; 2 – прочие геодезические пункты и номера пунктов сети измерений в 1981 и 1987 годах; 3 – линии геодезической сети и среднегодовые скорости изменения длин линий (в мм) по измерениям в 1981 и 1987 годах (“+” – увеличение, “-” – уменьшение); 4, 5 – векторы среднегодовых скоростей современных горизонтальных движений геодезических пунктов: 4 – по измерениям 1967 - 1977 годов; 5 – по измерениям в 1981 и 1987 годах, в 1981 и 1990 годах (для рис. 4) и в 1987 и 1990 годах (для рис. 5); 6 – крупные надвиги Дагана-Миндальюльский (Д-М), Сурхобский (С), Петровский (П); 7 – Дарвазский разлом; 8 – линия геологического профиля (см. рис. 2).

(рис. 5) связаны с левосдвиговым смещением по Дарвазскому разлому. Отсутствие аналогичного смещения на предыдущей схеме (рис. 3) позволяет думать, что в интервале времени 1987 - 1990 годов (рис. 5) указанный разлом активизировался, ускорилось горизонтальное (сдвигового типа) смещение большинства других геодезических пунктов. По-видимому, этот импульс был непродолжителен (или время между двумя эпохами измерений слишком мало, чтобы импульс проявился заметно), чем и объясняется то, что на суммарной схеме сдвиговые смещения южных пунктов практически не отразились (рис. 4).

Таким образом, измерения свидетельствуют о современном увеличении ширины Таджикской депрессии, во всяком случае в пределах территории Гармского полигона. Этот вывод, в первую очередь, следует из южной ориентировки векторов скоростей южных пунктов Гишун (VII) и Хабуработ (VIII) (рис. 3, 4). Такая их направленность в значительной степени результат увеличения

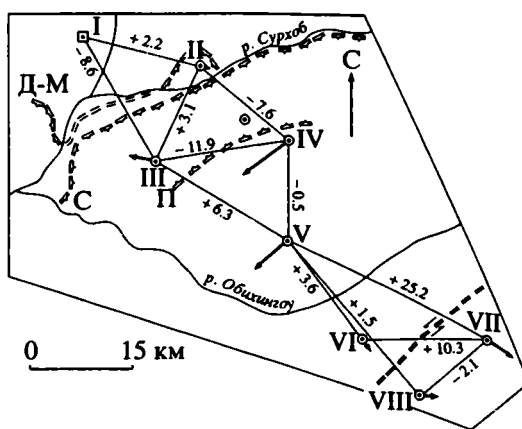


Рис. 4. Схема векторов среднегодовых скоростей современных горизонтальных перемещений геодезических пунктов Гармского полигона по измерениям в 1981 и 1990 годах. Условные обозначения см. на рис. 3.

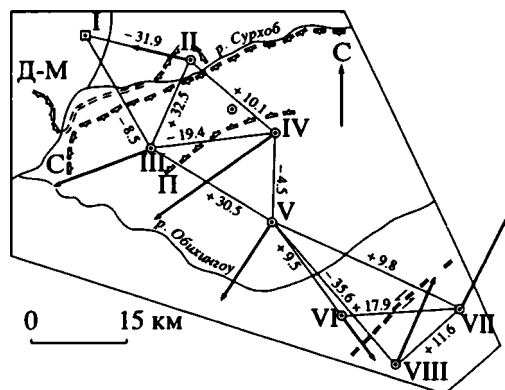


Рис. 5. Схема векторов среднегодовых скоростей современных горизонтальных перемещений геодезических пунктов Гармского полигона по измерениям в 1987 и 1990 годах. Условные обозначения см. на рис. 3.

длин линий V - VI, V - VII, V - VIII юго-восточной части геодезической сети (рис. 3, 4). Удлинение достаточно устойчиво отмечается по измерениям 1981 и 1987, 1987 и 1990, 1981 и 1990 годов, при этом линия V - VI измерялась также и в 1978 г. (рис. 6). И только линия V - VIII по результатам измерений 1987 и 1990 годов укорачивалась. Пока не ясно, как подходить к интерпретации этого результата. Разумные геологические объяснения для него пока не находятся. Линия, удлинение которой сменилось укорочением, расположена между двумя другими, которые устойчиво удлиняются в течение всего периода измерений. Поэтому нельзя исключать того, что этот результат может быть связан с ошибкой измерений или с какими-то местными нетектоническими явлениями в районе пункта VIII.

Мы рассмотрели те составляющие векторов скоростей горизонтальных смещений геодезических пунктов, которые ориентированы вкось простираения тектонических структур и которые

позволяют судить о том, сближаются ли Памир и Тянь-Шань и какова роль этого фактора в тектогенезе региона. Кроме того, в некоторых пунктах (IV, V – рис. 3, 4 и II, III, IV, V – рис. 5) по ориентировке векторов скоростей выявляется составляющая, направленная в юго-западном направлении, т.е. вдоль простирания тектонических структур. Этот факт в рамках мобилистского подхода рассматривается как результат пластического выжимания горных пород или выдавливания клиновидного в плане блока Таджикской депрессии в юго-западном направлении в результате сближения блоков Памира и Тянь-Шаня [9, 18, 21]. Однако аналогичный результат будет получен и вследствие увеличения объема блока Таджикской депрессии, располагающегося между неподвижными смежными блоками Памира и Тянь-Шаня, т.е. в механическом отношении эти подходы не различаются.

Обратимся к некоторым материалам по сейсмичности региона. На рис. 7 приведен суммарный временной график изменения чисел землетрясений Гармского района с $M \geq 1.5$ и глубинами очагов $H \leq 15$ км, сглаженных 4-месячным скользящим окном со сдвигом на 1 месяц на отрезке времени с января 1963 г. по сентябрь 1991 г. Здесь же показаны моменты возникновения четырнадцати сильнейших землетрясений с $M \geq 5$, произошедших непосредственно в пределах Гармского района.

Обращает на себя внимание колебательный (во времени) характер сейсмического процесса, выражающийся в периодическом изменении числа землетрясений. На суммарном графике наиболее четко выявляется периодичность с характерным временным интервалом около 1 года. Эти высокочастотные колебания проявляются на фоне длиннопериодных (9 - 11 лет) вариаций. Так, можно указать на два глубоких относительно кратковременных минимума количества землетрясений в 1971 - 1972 и 1981 - 1982 годах. Предуказанный инструментально наблюдаемый минимум пришелся на 1961 - 1962 годы. Эти глубокие минимумы сейсмической активности разделяются обширными максимумами, экстремумы которых приходятся на 1966 - 1967 и 1977 - 1978 годы. Заранее временной ряд обширный максимум, начинающийся приблизительно в 1984 - 1985 годах. Трагический всплеск сейсмической активности региона продолжается до 1991 г. Обратим внимание на то, что последний максимум выражен гораздо сильнее двух предыдущих, что говорит об аномально сильном возрастании сейсмической активности в указанный отрезок времени.

Таким образом, выявленной по данным геодезических измерений в 1987 и 1990 годах интенсификации современных тектонических движений отвечает аномальная интенсификация сейсмического процесса в 1984 - 1991 годах.

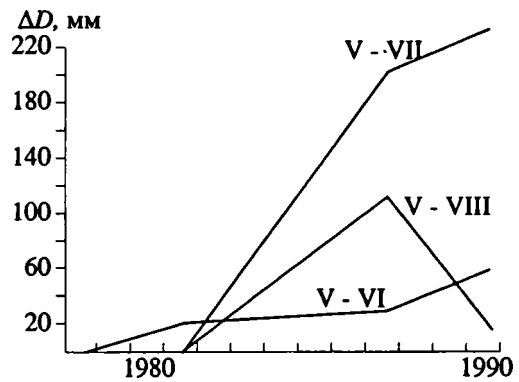


Рис. 6. Графики изменения длин линий (ΔD) Гумбишак-Сагирдаит (V - VI), Гумбишак-Гишун (V - VII) и Гумбишак-Хабуратот (V - VIII) геодезической сети Гармского полигона.

Отметим, что на время трех перечисленных максимумов интенсивности сейсмического процесса приходятся все относительно сильные ($M \geq 5$) сейсмические события региона, приходящиеся на интервалы: 1966 - 1969, 1975 - 1978 и 1983 - 1991 годы. Наибольшее количество землетрясений приходится на последний аномальный максимум сейсмической активности.

Наблюдаемая смена минимума сейсмической активности 1981 - 1982 годов последующим аномальным максимумом сопровождалась изменением характера напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры территории полигона. В 1982 - 1983 годах в условиях преобладающего субгоризонтального сжатия отмечалось преобладание надвиговых подвижек в очагах многочисленных слабых землетрясений Гармского полигона. В последующие годы при том же субгоризонтальном сжатии более заметную роль начинают играть сдвиговые подвижки в очагах. Иным становится и вид временных вариаций напряженно-деформированного состояния: в 1981 - 1983 годах вариации возникали относительно синхронно в различных частях Гармского полигона, в последующие же годы такой синхронности не отмечается. Наоборот, в ряде случаев удалось наблюдать согласованные в пространстве и времени фазовые сдвиги во временных реализациях различных параметров напряженно-деформированного состояния, восстанавливаемого по совокупностям фокальных механизмов слабых землетрясений на территории Гармского полигона.

Отметим также, что период 1981 - 1982 годов, в отличие от последующего отрезка времени, характеризуется значимыми вариациями практически всех геофизических полей, контролируемых не только на Гармском полигоне, но и на территории всей Средней Азии. Так, по ряду деформографических и гравиметрических наблюдений в указанный выше период времени по данным специального сейсмического мониторинга [4] отмечалось резкое увеличение сжатия в земной коре Центрально-

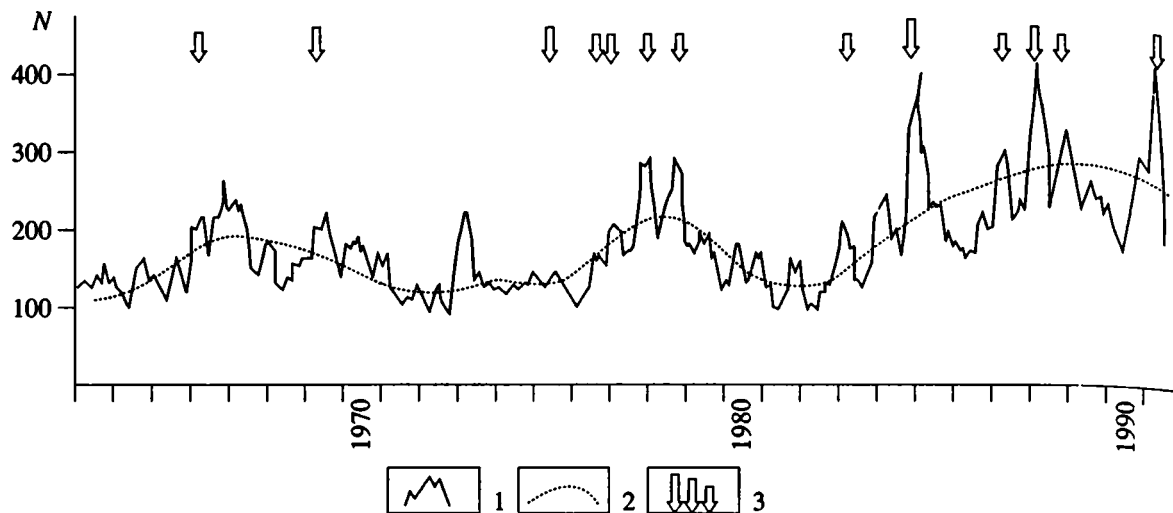


Рис. 7. Временной ход сейсмической активности территории Гармского полигона.

1 – временной график изменения числа землетрясений (N); 2 – долговременная низкочастотная составляющая графика изменения числа землетрясений; 3 – моменты возникновения наиболее сильных ($M \geq 5$) землетрясений разной магнитуды.

го и Северного Тянь-Шаня, сопровождавшееся соответствующим ростом скоростей пробега продольных сейсмических волн в земной коре.

Т.П. Иванова и В.Г. Трифионов обратили наше внимание на то, что в областях, которые, судя по их положению в структуре подвижного пояса, могут рассматриваться как зоны наиболее интенсивного сжатия (например, перед фронтом Памирского синтаксиса) преобладающим типом тектонических дислокаций являются надвиги, а в зонах, где сжатие, видимо, меньше (на флангах синтаксиса) возрастает роль сдвиговых деформаций [19]. В нашем случае наблюдается аналогичная смена преобладающих типов дислокаций, но не в пространстве, а во времени. В период 1981 - 1982 годов, когда сжатие возрастало (см. выше), преобладали надвиговые механизмы очагов землетрясений. А в последующий отрезок времени, на фоне аномального максимума сейсмической активности возрастает роль сдвиговых механизмов. Отсюда, возможно, следует, что относительное снижение тектонических напряжений и связанное с этим возрастание роли сдвиговых обстановок благоприятно для возникновения землетрясений.

Таким образом, вторая половина 80-х годов отличается на рассматриваемой территории от первой половины не только количественными (увеличение скоростей современных субгоризонтальных движений, интенсификация сейсмического процесса), но и качественными характеристиками (возрастание роли сдвиговых тектонических движений и одноименных подвижек в очагах землетрясений).

Итак, дважды полученные изменения расстояний между геодезическими пунктами на Гармском полигоне (рис. 3, 4) свидетельствуют об увеличе-

нии за время измерений ширины этой части Таджикской депрессии. Напрашивается предположение, что это вызвано принципиальной сменой общей геодинамической обстановки сжатия растяжением рассматриваемой территории вкрест протирания тектонических структур.

Известно, что обстановка современного сжатия была выявлена на полигоне разными методами. Она установлена геодезическими измерениями, которые обнаружили современное перемещение по Сурхобскому (Вахшскому) надвигу. К такому же выводу привело изучение механизмов очагов землетрясений. Если бы общее сжатие сменилось в середине 80-х годов растяжением, то это могло не отразиться на результатах, получаемых этими методами. Между тем характер перемещения по Сурхобскому надвигу, который перекрывается локальными светодальномерной и нивелирной геодезической сетями на деформационной площадке "Сарыпуль", не изменился в течение всего периода измерений (рис. 8) [6]. До 1989 г. на площадке проводились высокоточные нивелировки, которые зафиксировали вертикальную компоненту смещения по этому надвигу, связанному напряжениями субгоризонтального сжатия территории Таджикской депрессии. До 1987 г. выполнялись светодальномерные измерения горизонтальной компоненты (изменения длин линий определялись с точностью 1:1100000, т.е. около 0.9 мм на километр расстояния). Изучение механизмов очагов землетрясений также свидетельствует о сохранении за весь период наблюдений (вплоть до 1991 г.) обстановки субгоризонтального сжатия. Все это исключает возможность смены сжатия растяжением.

Увеличение поперечных линейных размеров Таджикской депрессии при условии, что в этом

направлении зафиксировано одновременно напряженное состояние субгоризонтального сжатия, возможно только в случае увеличения объема горных пород [2, 23].

Данные о современном увеличении ширины депрессии были получены в течение короткого промежутка времени (9 лет). Поэтому может возникнуть предположение, что изложенные выводы соответствующей геодинамической обстановке могут быть экстраполированы на геологическое время, что они отражают мгновенную ситуацию, сложившуюся, например, в ходе сложного олебательного (во времени и пространстве) процесса, суммирующего разнопериодные компоненты. И, следовательно, через какое-то время картина может принципиально измениться.

Важно, во-первых, осознать, что имеющиеся сейсмологические и геодезические данные свидетельствуют о принципиальной возможности ситуации, объяснить которую с традиционных позиций не представляется возможным. Вполне правдивым, во-вторых, представляется мнение Г. Трифонова: "... возможность изучить неискаженную последующими событиями морфологию ктивных структур и их пространственные соотношения...; возможность с помощью сейсмологических, геофизических... данных сопоставить тектонические процессы на поверхности и в глубоких едрах – все это позволяет на основе голоценовой тектоники создать модель тектонического развития литосферы, которая с определенными поправками может быть экстраполирована в прошлое и дает уникальный материал для совершенствования общей теории тектогенеза" ([20], стр. 37). Такая неискаженность и такая сопоставимость в еще большей степени, чем для голоценовой тектоники, свойственны современным структурам и процессам, свойственны современной геодинамике, что и определяет их значимость для теоретических построений.

Наконец, в-третьих, следует не забывать, что современные перемещения испытывают не сами геодезические пункты, а те элементы геологической структуры (надвиговые пластины в первую очередь), на которых эти пункты расположены. Выявленные геодезическими измерениями перемещения на Гармском полигоне хорошо согласуются с получаемыми в результате геологических построений. Например, направление геологических смещений по Сурхобскому (Вахшскому) и Петровскому надвигам вполне согласуются с результатами измерений современных смещений соответствующих геодезических пунктов [2]. Поэтому очевидно, что современные перемещения по перечисленным надвигам являются лишь продолжением их предыдущего и гораздо более длительного развития. "Как прямая унаследованность молодых нарушений, так и унаследованность тенденций развития позволяют видеть в позднечетвертичной структуре последнее проявление закономерного развития структуры новейшей. Это да-

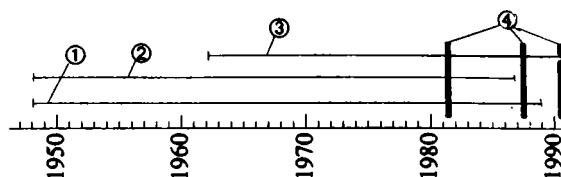


Рис. 8. Временные интервалы проведения геодезических и сейсмологических работ на Гармском полигоне.

1 – период проведения нивелирных работ на деформационной площадке "Сарыпуль"; 2 – период проведения светодальномерных и триангуляционных работ на площадке "Сарыпуль"; 3 – период определения механизмов очагов землетрясений на Гармском полигоне; 4 – светодальномерные работы 1981, 1987 и 1990 годов.

ет возможность экстраполировать пространственные закономерности молодой тектоники рассмотренных регионов на весь неотектонический этап, что дополняет наши знания о новейшей структуре и условиях ее образования" ([19], стр. 191). Это заключение вполне справедливо и по отношению к современным тектоническим структурам, выявленным инструментально. Унаследованность современного развития тех или иных геологических структур от предшествующего позволяет качественно экстраполировать результаты инструментальных измерений современных движений или напряженно-деформированного состояния на геологическое прошлое. Из чего следует, что можно экстраполировать на геологическое прошлое и изложенные представления о геодинамической обстановке современного тектогенеза (в пределах рассматриваемой части Таджикской депрессии) и представления о причинах тектогенеза.

Основные черты тектонической структуры территории Гармского полигона характерны для ряда других складчатых сооружений: Памир, Южный Тянь-Шань, Большой Кавказ. Поэтому изложенные здесь выводы о геодинамике региона имеют, по-видимому, и общее значение.

Приведенные материалы и их интерпретация не означают, что отрицается вообще механизм тектогенеза, предусмотренный неомобилистскими гипотезами. Такие особенности структуры региона, как линейность дислокаций, региональная упорядоченность ориентировки напряжений субгоризонтального сжатия (вкрест простирания структур), закономерное расположение сдвигов на флангах Памирского синтаксиса, веерообразный разворот осей сжатия по мере удаления в северном направлении от фронтальной части синтаксиса – все это указывает на существование самостоятельного источника субгоризонтального сжатия, расположенного за пределами рассматриваемой территории [15]. Таким источником в данном случае могла бы быть Индийская литосферная плита.

Авторы не считают, что рассмотренный вопрос получил окончательное решение. Необходимо дальнейшие геодезические измерения в данном или аналогичном регионе, на геодезических

сетях разного масштаба, разными техническими средствами. Можно надеяться, что проводимые в настоящее время геодезические измерения методом GPS на Тянь-Шане позволят более обоснованно подойти к этому вопросу.

Авторы выражают искреннюю признательность В.Г. Трифонову за полезное и конструктивное обсуждение статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов И.В., Никонов А.А.* Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Вып. 5. С. 5 - 23.
2. *Белокопытов В.А., Гусева Т.В., Лукк А.А., Сквородкин Ю.П., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И.* Геодинамика района соприкосновения Памира и Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 127 - 134.
3. *Буланже Ю.Д., Гусева Т.В., Демьянова Т.Е., Певнев А.К., Шевченко В.И.* Морфология и происхождение Вахшского надвига в Таджикистане по геодезическим и гравиметрическим данным // Физика Земли. 1979. № 4. С. 16 - 24.
4. *Гамбурцев А.Г., Долбилкина Н.А., Кулагин М.В., Пономарев В.С., Преображенский В.Б., Силаева О.И.* Общие свойства временных вариаций по данным разномасштабного сейсмического мониторинга в Средней Азии // Физика Земли. 1991. № 9. С. 73 - 81.
5. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
6. *Гусева Т.В.* Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 171 с.
7. *Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К., Сквородкин Ю.П., Шевченко В.И.* Комплексные геодинамические исследования в области перехода от Памира к Тянь-Шаню // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 81 - 96.
8. *Захаров С.А.* О природе Дарвазского разлома // Докл. АН СССР. 1967. Т. 175. № 4. С. 893 - 896.
9. *Кучай В.К.* Трансформация тектонических движений // Геотектоника. 1983. № 3. С. 3 - 14.
10. *Кучай В.К., Трифонов В.Г.* Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 95 - 105.
11. *Лукк А.А., Шевченко В.И.* Характер деформирования земной коры Гармского района (Таджикистан) по геологическим и сейсмологическим данным // Физика Земли. 1986. № 7. С. 16 - 33.
12. *Лукк А.А., Шевченко В.И.* Напряженно-деформированное состояние верхней части земной коры Гармского полигона (Таджикистан) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 317 - 321.
13. *Лукк А.А., Шевченко В.И.* Структура сейсмического поля и разрывная тектоника Гармского района в Таджикистане // Физика Земли. 1990. № 5. С. 5 - 21.
14. *Лукк А.А., Шевченко В.И.* Обзор представлений тектоническом строении и развитии территории Гармского района // Гармский геофизический полигон. Москва-Гарм: ИФЗ АН СССР, 1990. С. 7 - 23.
15. *Лукк А.А., Юнга С.Л.* Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1988. 235 с.
16. *Милановский Е.Е.* Кинематика тектонических движений Средиземноморского геосинклинального пояса в орогенном этапе альпийского "цикла" Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1978. С. 5 - 8.
17. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геол. 1972. № 12. С. 7 - 25.
18. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэро-космических снимков наземным наблюдениям // Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка. 1976. № 11. С. 54 - 64.
19. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез М.: Наука, 1983. 224 с.
20. *Трифонов В.Г.* Проблемы голоценовой тектоники // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 37 - 48.
21. *Трифонов В.Г.* Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1990. С. 144 - 160.
22. *Шатский Н.С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинальность // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 4. С. 7 - 14.
23. *Шевченко В.И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении М.: Наука, 1984. 160 с.

Рецензент: В.Г. Трифонов

Geodynamics of the Territory of Garma Polygon (Tadjikistan) from the Results of Light Ranging

T. V. Guseva, A. A. Lukk, Yu. A. Trapeznikov, V. I. Shevchenko

Laser ranging conducted in 1981, 1989 and 1990 for the distances between the nodes of the geodetic network (Garma polygon) embraced adjoining areas of the Tien Shan, Pamir mountains and the Tadjik depression. The measurements showed that the width of the depression tends to grow at a rate of several centimeters a year. At the same time, motions over the Surkhon overthrust have been proved. This compression structure, and the mechanisms at the earthquake foci suggest that the Tadjik depression is situated in the setting of a subhorizontal compression across its strike. The growing linear size of the geologic body under unidirectional stresses of compression can be attributed to the growth in the volume of rocks that compose the structure.

УДК 551.24(267)

МАГМАТИЗМ, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЕОДИНАМИКА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (ПОЗДНЯЯ ЮРА - ПАЛЕОЦЕН)

© 1993 г. Г. Л. Кашинцев

Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 26.10.92 г.

На основании палеорекопструкций Индийского океана в интервале времени 190 - 165 млн. лет прослежена история его магматизма. Раскрытию океана предшествовал трапповый магматизм в пределах суперконтинента Гондвана. Первые признаки океанского рифтового магматизма отмечаются в поздней юре (оксфорд). В рассмотренном интервале времени продукты магматизма Индийского океана характеризуются проявлением двух геохимически разнородных ассоциаций, состоящих из трех базальтовых серий. В процессе временной эволюции в выделенных ассоциациях существенных изменений состава слагающих их базальтов не происходит. Магния под Индийским океаном не только аномальна по составу, но и исходно гетерогенна. Эти ее особенности проявляются на длительном отрезке времени.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время собран значительный материал по магматическим породам дна Индийского океана, который требует обобщения. В сборе и обработке значительной части этого материала с 1973 по 1990 гг., начиная с экспедиций на НИС "Витязь" (54-й рейс), автор принимал непосредственное участие. В предлагаемой работе делается попытка проанализировать данные по коренным породам дна, связав их с тектоно-магматическими процессами, и рассмотреть некоторые стороны геологической эволюции дна океана. Ранее такие работы касались лишь отдельных структур или даже их фрагментов [4, 8, 18, 37, 46, 51]. Работа выполнена в результате исследований по проекту "Глубинные геосферы".

Изучение магматизма в аспекте геологической истории и геодинамики требует точных возрастных датировок магматических пород. Опорным здесь служит возраст базальтов, вскрытых скважинами глубоководного бурения. Наряду с этим, в процессе геологического изучения Индийского океана накопился большой материал по драгирующим с ними древним фаунистически охарактеризованным осадкам, но значительная часть образцов не имеет возрастной привязки. Учитывая высокую точность современных палеорекопструкций по палеомагнитным аномалиям [11], можно считать, что с определенной долей вероятности датировка образцов магматических пород будет отвечать возрасту океанского дна по палеомагнитным данным. Это допущение, естественно, в какой-то мере нарушит истинную картину истории магматизма океана, так как определенная часть базальтов, несомненно, будет более молодой по отношению к окружающей океанской коре в ре-

зультате проявлений наложенного внутриплитного вулканизма. Поэтому наши выводы отчасти могут рассматриваться как предварительные.

Образованию Индийского океана предшествовал континентальный рефтогенез в пределах макроконтинента Гондваны, сопровождавшийся растянутым во времени мощным трапповым магматизмом. Процесс этот был довольно длительным (поздний триас - ранний мел) и в целом напоминал картину, происходящую в настоящее время в восточной и северо-восточной Африке [1], но в более грандиозных масштабах. В результате этих мощных тектоно-магматических процессов сформировались базальтовые провинции в юго-восточной Африке, Австралии, Антарктиде и Индии [15, 16, 20, 26, 29, 41].

Начальные этапы образования океанической коры в результате раздвига континентальных плит наблюдаются в западной части океана в Сомалийской и Мозамбикской котловинах и к северо-западу от Австралии (рис. 1а, 1б).

В Сомалийской котловине наиболее древней считается аномалия M25 (около 160 млн. лет)¹ [47]. Отсюда можно предположить, что на границе ранней и поздней юры начался процесс растяжения и раскола между Мадагаскаром и Африкой с постепенным дрейфом Мадагаскара на юг [32]. Процесс утонения континентальной коры был довольно длительным и продолжался вплоть до начала позднего мела (возможно, закончился раньше), когда произошло окончательное отделение Мадагаскара от сомалийского побережья восточной Африки. В скважине 241, пробурен-

¹ В работе использована шкала геологического времени по данным [10]. Возраст аномалий в авторской интерпретации приведен в соответствии с этой шкалой.

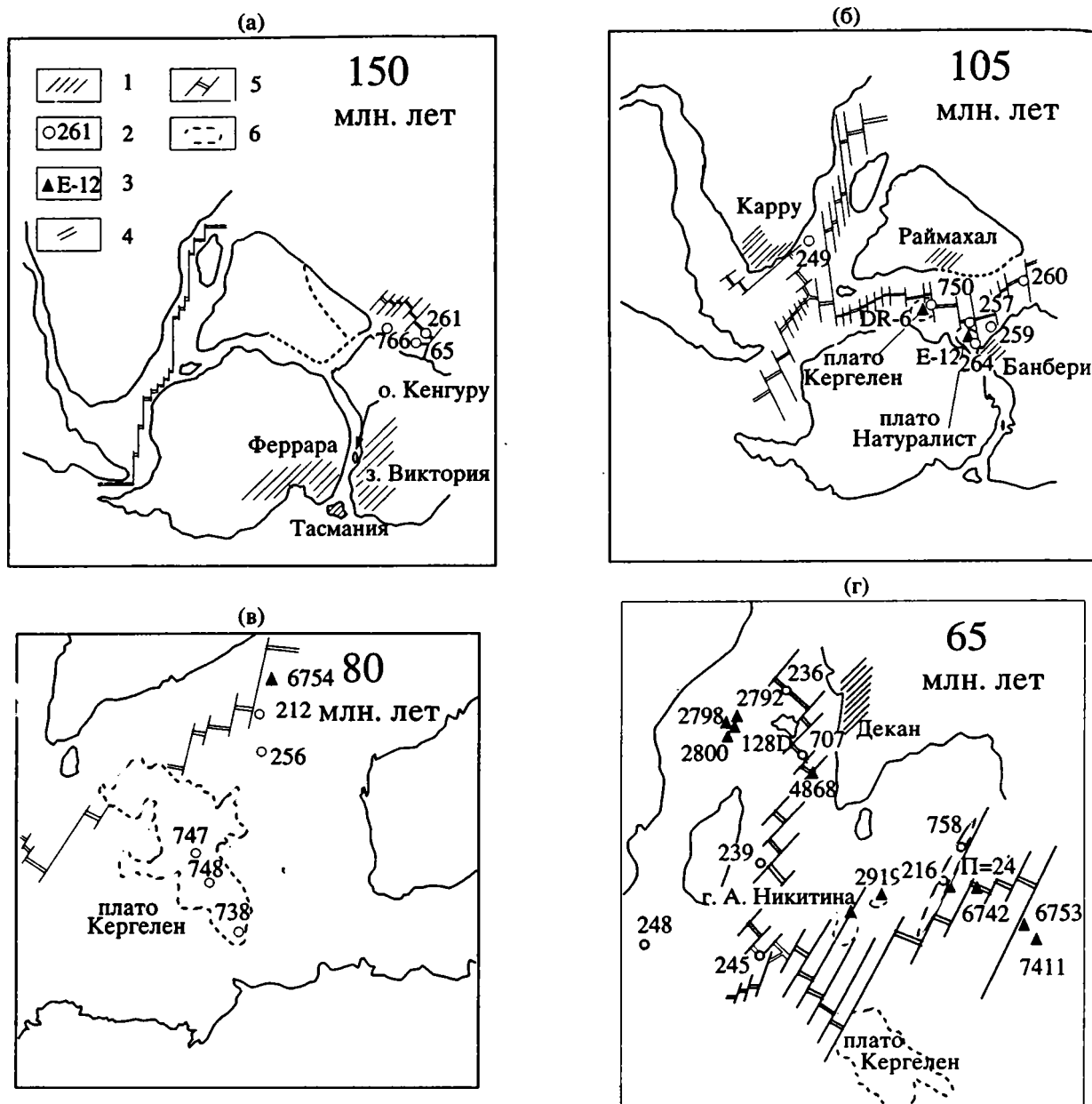


Рис. 1. Положение точек опробования на схемах палеорекострукции Индийского океана: (а) – на 150, (б) – на 105, (в) – на 80 и (г) – на 65 млн. лет.

1 – поля траппов; 2 – скважины; 3 – станции драгировок; 4 – палеорифты; 5 – трансформные разломы; 6 – палеоизобаты. а, б – по данным [7, 35, 54, 55], в – по [44], г – по [11].

ной к северо-западу от Мадагаскара в 170 милях от побережья Африки, вскрываются глубоководные осадки турона (92 млн. лет).

Южнее, в Мозамбикской котловине, устанавливаются аномалии М16 – М4, т.е. спринг здесь начался и шел несколько позднее (145 – 127 млн. лет), в интервале времени от поздней юры (титон) до раннего мела (валанжин). В скважине 249, пробуренной в Мозамбикской котловине, базальты перекрываются осадками нижнего мела (122 млн. лет, готерив). Возраст базальтов в скважине 248, определенный К-Аг методом, составля-

ет 72 млн. лет (поздний мел). Не исключено, что базальты здесь переслаиваются с осадками [49], и в этом случае возраст магматического фундамента может быть древнее.

Как считает П. Кент [33], морские условия существовали в юго-восточной части Африканской плиты еще в перми (эвапориты Мадагаскара, Танзании). Морская фауна ранней юры, по его данным, известна на побережье Сомали, Северной Кении, северной части Мадагаскара. Во всей восточной Африке в начале мезозоя существовал шельфовый режим осадконакопления. В юрский

период, возможно, это были более глубоководные условия эпиконтинентального моря. Глубоководное осадкообразование началось не ранее готерива (122 млн. лет по скважине 249).

Возраст мезозойских аномалий свидетельствует о том, что растяжение и раскол континентальной коры между Африканской, Индийской и Антарктической плитами, сопровождавшийся рифтовым магматизмом, имел место в поздней юре - раннем мелу в интервале 156 - 127 млн. лет. В этом же интервале в юго-восточной части Африки происходили мощные излияния траппов Карру, которые на африканском побережье имеют возраст 110 - 127 млн. лет и в целом совпадают с возрастом магнитных аномалий. В западной части Мадагаскара также фиксируются потоки базальтов раннего мела (107 - 130 млн. лет) [53]. Этот магматизм в раннем мелу охватил довольно большую область континента (юго-восточная Африка, Мадагаскар, Индия - траппы Раймахал, Мозамбикская котловина - скважина 249). Все это в конечном счете привело к окончательному расколу и обособлению Африки и Мадагаскара от Индии, а затем и от Антарктиды на границе поздней юры - раннего мела.

Почти одновременно с рифтингом между Африкой и Индией началось отделение Австралии и Индии, а затем Индии и Антарктиды (см. рис. 16). Образование грабенов на северо-западном и западном побережье Австралии началось на границе средней и поздней юры, приблизительно 160 млн. лет назад [54]. Начальные этапы спрединга на северо-западе Австралии связаны с проникновением океана Тетис по системе рифтов между Австралией и безымянной плитой к северу от нее. Этот спрединг не имел отношения к Индийской плите [31] и начался приблизительно 155 - 145 млн. лет назад в поздней юре. Наиболее древние мезозойские аномалии в абиссальной равнине Арго M25 - M22 датируются поздней юрой (161 - 155 млн. лет) [34]. Скважина 261, пробуренная на месте древней зоны спрединга юрского возраста, вскрыла базальты, перекрытые осадками позднего оксфорда - кимериджа (около 150 млн. лет). В скважине 765 [25], расположенной в южной части равнины Арго, базальты перекрыты кремнистыми осадками баррема, а базальты фундамента формировались в интервале 156 - 140 млн. лет назад. Распад континентальных плит и образование первой океанической коры в юго-восточной части Индийского океана можно, таким образом, отнести к поздней юре, оксфорду. Ось спрединга в дальнейшем продвигалась на юго-запад, и в целом равнина Арго окончательно сформировалась в раннем мелу, 125 млн. лет назад [25].

Приблизительно 140 млн. лет назад в конце поздней юры рифтинг продолжился вдоль западного побережья Австралии, как бы надстраивая к югу предыдущую систему рифтов. Эти две систе-

мы соединялись в районе плато Эксмут [45]. Спрединг и отделение Индии и Австралии начались около 137 млн. лет назад и фиксируются аномалией M11 [39]. В результате этих тектонических процессов уже в раннем мелу в западной части Австралии существовал внутренний океанический бассейн шириной 300 км и протяженностью около 3000 км [31, 40]. Этот рифтинг продолжался вплоть до готерива (аномалия M0 - 119 млн. лет). По данным некоторых авторов, вулканический хребет, отделяющий Австралию от Индии, образовался за счет двух "горячих точек", которые сформировали вулканические поднятия Валлаби и Натуралист, а позже - острова Амстердам, Сен-Поль и Кергелен [36, 43]. В начальные этапы спрединга и окончательного раскола двух континентальных плит скорость спрединга была небольшой - 1.6 см/год [39]. По другой версии [18] крупные вулканические поднятия сформировались за счет единой "горячей точки" в ходе изменения ее местоположения. На начальных этапах (135 млн. лет назад) она сформировала континентальные базальты на юго-западе Австралии (базальты Банбери). В интервале 135 - 115 млн. лет "горячая точка" переходит под плато Натуралист, а 118 - 115 млн. лет назад формируются траппы Раймахал. Затем "горячая точка" переходит под Австрало-Антарктическую плиту и в интервале 118 - 95 млн. лет проявляется уже под Индийской плитой, образуя хребет 90°.

В конце раннего мела между Австралией и Антарктидой также, по-видимому, существовала узкая полоса океанической коры. Наиболее древняя датировка магматических пород относится к баррему. Для базальтов, драгированных из центральной части плато Кергелен [18], К-Аг методом определен возраст по плагиоклазу, который составляет 114 млн. лет. Наиболее древние осадки, перекрывающие базальты плато, вскрыты в скважине 750, расположенной также в центральной части плато. Осадки датируются сеноманом (97 - 91 млн. лет), т.е. базальтовый вулканизм, формировавший плато Кергелен, проявлялся 100 млн. лет назад. Считается, что начальные этапы формирования плато Кергелен охватили почти весь ранний мел (130 - 100 млн. лет) [42] и в целом совпадают с возрастом траппов Раймахал (115 - 117 млн. лет). Проведенные в районе плато геофизические работы [30] установили отсутствие заметных структурных связей между плато и Антарктидой. В центре плато в нижней части акустического фундамента отмечается слой мощностью около 1 км со скоростью 3.7 км/с, который подстилается слоем со скоростью 4.9 км/с, представляющим собой, скорее всего, древнее до-сеноманское кристаллическое основание плато Кергелен. В любом случае полученные скорости близки к скоростям в базальтах и долеритах современных рифтовых зон океана [6].

Таким образом, примерно в готериве, 120 млн. лет назад, появились первые признаки будущего Индийского океана в виде узких внутриконтинентальных бассейнов с уже сформировавшейся океанической корой. Скорее всего, эти бассейны напоминали современные рифтовые зоны Красного моря и Аденского залива. Сведений о характере магматизма в этот начальный период истории крайне мало. Океанические базальты с возрастом более 100 млн. лет обнаружены в скважинах 249, 257, 259 - 261, 765, на станции DR-06 в южной части плато Кергелен [18] и на плато Натуралист (станция E-12, скважина 264).

Континентальный магматизм, предшествовавший расколу Гондваны, представлен траппами Антарктиды (базальты Феррар), Тасмании и Южной Австралии (базальты Западной Виктории и о. Кенгуру), Африки (базальты Карру), Индии (Раймахал) и Юго-Западной Австралии (базальты Банбери).

Данные, приведенные в табл. 1, и график соотношения в базальтах TiO_2 и Mg (рис. 2) показывают, что в целом базальты траппов близки по этим параметрам базальтам океанических рифтов. Обе группы пород характеризуются заметной

дифференцированностью как по Ti, так и по соотношению Mg и Fe, однако при этом юрские и меловые траппы резко различаются. Базальты траппов Южной Гондваны более магнезиальны ($[Mg] > 0.55$) и низкотитанистые (< 1 масс. % TiO_2) по сравнению с базальтами траппов Северной Гондваны и базальтами океанических поднятий. Последние по петрохимическим компонентам тяготеют к разновозрастным траппам мела. Базальты океанических рифтов имеют широкий диапазон составов по этим компонентам, и какой-либо связи со временем и местом их формирования не наблюдается.

Если учесть, что мощность континентальных плит приблизительно соизмерима, то это значит, что выплавки поступали с одинаковой глубины. Отсюда разница в составах траппов может быть объяснена либо гетерогенным составом производящей эти породы мантии, либо различным механизмом плавления гомогенной по составу мантии под разными областями Гондваны.

Составы траппов Южной Гондваны имеют близкие содержания TiO_2 и различную магнезиальность (см. рис. 2, табл. 1), что может быть связано с различной степенью плавления, либо, на-

Таблица 1. Интервалы содержаний и средние значения концентраций некоторых элементов и их отношений в траппах Гондваны и базальтах Индийского океана с возрастом 160 - 106 млн. лет*

Компоненты и параметры	[Mg]	TiO_2	K_2O	Ba	Zr	Y	Sr	Rb	$^{87}Sr/^{86}Sr$	La	Sm	Yb
Юрские траппы (Антарктида, Тасмания, Южная Австралия)	0.56	0.69	0.77	210 - 445** 292***	83 - 103 94	20 - 22 21	135 - 151 143	20 - 32 26	0.7116	10.9 - 13.7 12.0	3.02 - 3.35 3.11	2.3 - 2.6 2.45
Меловые траппы (Африка, Индия, Юго-Западная Австралия)	0.50	1.57	0.58	87 - 223 147	110 - 152 125	32 - 36 34	217 - 354 269	5 - 13 7	0.7051	16.6 - 34.0 21	4.15 - 8.90 5.40	-
Базальты океанических поднятий (плато Кергелен, Натуралист)	0.39	1.86	1.00	70 - 128 95	74 - 168 124	23 - 50 41	300 - 332 315	11 - 24 18	0.7045	17.1 - 40.0 28.6	-	2.0
Базальты океанических рифтов (скважины 249, 257, 259 - 261, 765)	0.58	1.42	0.36	5.5 - 62 28	63 - 128 83	34 - 46 36	84 - 107 95	3.5 - 10 6.1	0.7041	1.8 - 6.0 2.2	1.9 - 5.3 3	3.03 - 5.10 3.37
Красное море [1]	0.55	1.14	0.13	47	76	26	87	3.1	0.7036	6.1	3.3	3.35

Примечание. *Содержания TiO_2 , K_2O в масс. %, остальных элементов - в г/т; **интервал содержаний; ***среднее значение концентраций; $[Mg] = Mg/(Mg + Fe^{+2})$, Mg, Fe^{+2} - в атомных количествах.

оборот, с различным объемом выпавшего из расплава оливина при кристаллизационной дифференциации высокомагнезиальных расплавов в той или иной трапповой области. В любом случае высокомагнезиальные траппы Южной Гондваны свидетельствуют о перегретости расплавов, поступавших в эту часть суперконтинента на начальных этапах его раскола. Как справедливо указывается в [58], более магнезиальные траппы образуются из перегретой на 100 - 200°C мантии, образующей термальную аномалию, в свою очередь, приводящую к рифтингу литосферы над ней.

Если это так, то перегретые магмы могли образовывать значительные резервуары в континентальной мантии и ассимилировать континентальную кору при последующих внедрениях в верхние части литосферы. Именно этим объясняется низкое содержание Ti в траппах Южной Гондваны [29]. На наличие процессов контаминации указывают, в первую очередь, очень высокие отношения изотопов Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7116$), высокие концентрации таких элементов, как K_2O (0.77 масс. %), Ba (292 г/т), Rb (26 г/т), по сравнению с меловыми траппами (0.58 масс. %, 147 и 7 г/т соответственно) (рис. 3а, 3б, 3в). Молодые, раннемеловые, траппы Северной Гондваны характеризуются более высокими содержаниями Fe и Ti. Это может быть связано с иным характером плавления и образованием низкотемпературных магм. Такого рода магмы вряд ли могли существенно переплавить и ассимилировать континентальную кору. Поэтому базальты Карру, Раймахал имеют

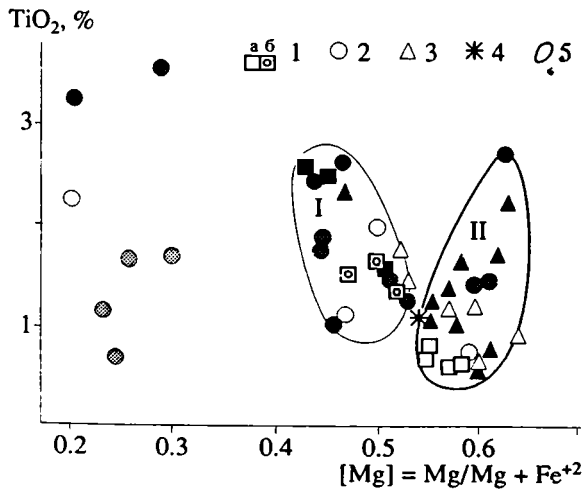


Рис. 2. Составы базальтов Индийского океана на графике $[\text{Mg}] - \text{TiO}_2$. 1 - 4 - базальты: 1 - континентальных платформ: а - юрские траппы Южной Гондваны, б - меловые траппы Северной Гондваны, 2 - океанических поднятий, 3 - океанических рифтов, 4 - толеитовый базальт Красного моря; 5 - поля составов толеитовых базальтов: I - железистых, II - магнезиальных. Открытые знаки - породы с возрастом 190 - 106 млн. лет, заштрихованные - 105 - 80 млн. лет, залитые - 79 - 65 млн. лет.

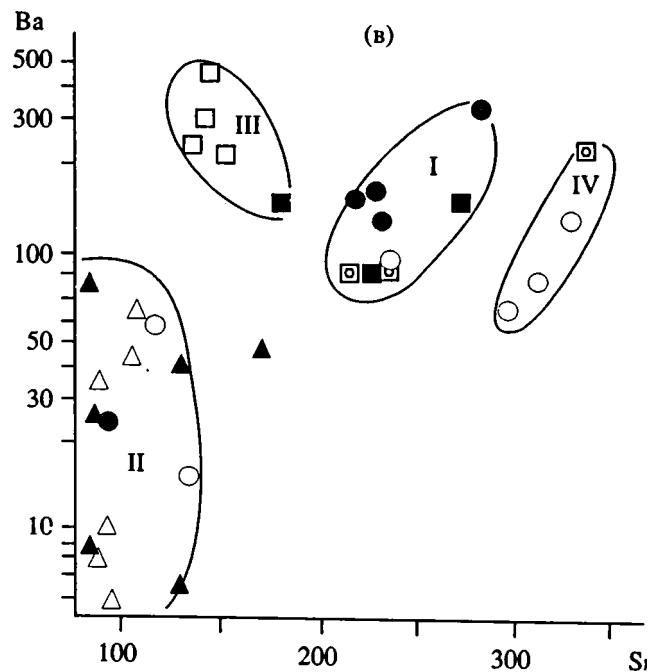
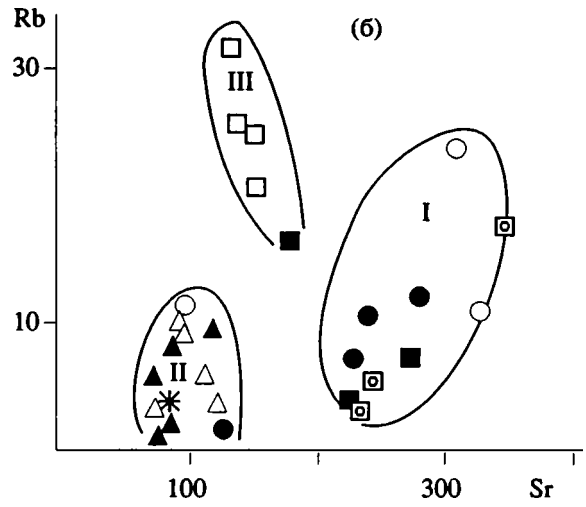
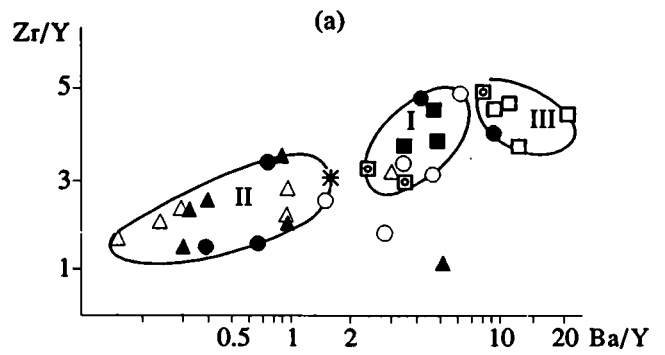


Рис. 3. Составы базальтов Индийского океана на графиках $\text{Zr/Y}-\text{Ba/Y}$ (а), $\text{Rb}-\text{Sr}$ (б) и $\text{Ba}-\text{Sr}$ (в). III - поле юрских траппов с высокими содержаниями Ba; IV - поле базальтов с высокими содержаниями Sr (океанические поднятия). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

сравнительно низкие (по отношению к юрским траппам) соотношения изотопов Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7055; 0.7045$ соответственно). Такие умеренные соотношения изотопов Sr свойственны молодым и даже современным океаническим базальтам островного типа (0.7045 - 0.7065).

Дополнительным свидетельством в пользу этой модели могут служить концентрации и характер распределения РЗЭ (рис. 4). Для траппов Западной Виктории и провинции Форрар это распределение такое же, как и для траппов Карру. Однако в последних абсолютное содержание легких РЗЭ выше, чем в контаминированных базальтах Южной Гондваны. Это может быть связано с участием в плавлении и формировании базальтов Карру значительных количеств амфибола и клинопироксена, а в юрских траппах – ортопироксена. Последнее еще раз подтверждает высокотемпературный характер расплавов, образующих трапповые поля Южной Гондваны.

Более высокие содержания в раннемеловых траппах Sr и Zr (см. табл. 1) можно еще как-то объяснить явлениями контаминации континентальной коры. Однако низкие концентрации Ba, Rb, Y при низких отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свидетельствуют об отсутствии этих процессов в генезисе траппов Северной Гондваны.

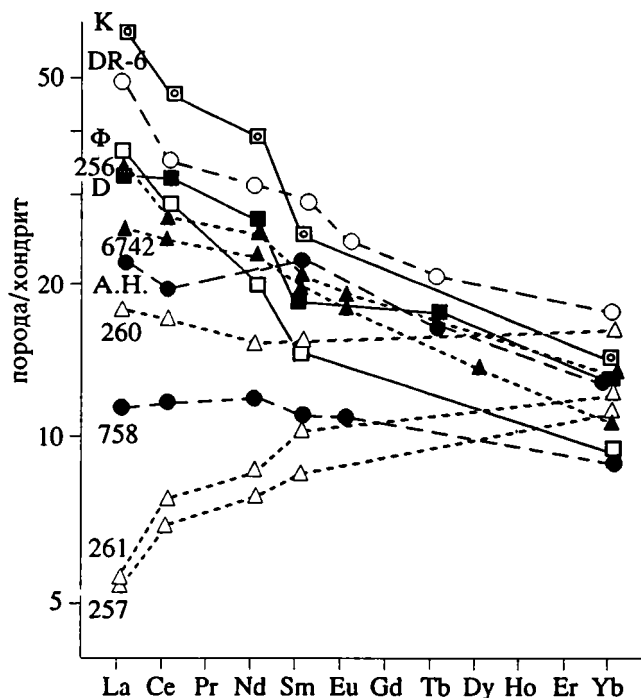


Рис. 4. Характер распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для базальтов Индийского океана.

Цифры и латинские буквы – номера скважин и станций. Буквы: траппы: Ф – Феррара, К – Карру, Д – Декана; А.Н. – базальт поднятия Афанасия Никитина. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Единственным объяснением этих петро- и геохимических различий является факт гетерогенности мантии, производящей базальты траппового типа в разных областях Гондваны в различное время. Таким образом, траппы являются производными гетерогенной мантии, степень плавления которой во времени уменьшалась, что привело к появлению низкотемпературных неконтаминированных траппов раннего мела.

Граница внешнего проявления гетерогенности нижней мантии проходила через центральные части Австралии и Антарктиды (см. рис. 1а, 1б), разделяя в Южной Австралии высокомагнезиальные контаминированные магмы Западной Виктории (190 млн. лет) и базальты провинции Банбери (125 млн. лет).

Океанические базальты, образовавшиеся в рассматриваемый интервал времени, в отличие от континентальных характеризуются более широким диапазоном составов. Они образуют непрерывно дифференцированный ряд по магнезиальности и титану, что отражает, скорее всего, различную динамику рифтовых систем древних срединно-океанических хребтов на различных пространственных и временных отрезках. Например, базальты скв. 249 [23] из Мозамбикской котловины (122 млн. лет) и скв. 257 [52] из Пертской котловины (106 млн. лет) близки по содержанию в них TiO_2 (0.75 и 0.91 масс. %) и магнезиальности (0.59 и 0.64 соответственно). Они дифференцированы по Rb (3.5 - 10.0 г/т), Ba (5.5 - 62.0 г/т), Y (34 - 64 г/т) при относительно стабильном содержании Sr (84 - 107 г/т); для них характерны также крайне низкие концентрации легких РЗЭ и отношений изотопов Sr (0.7036 - 0.7045). Однако от современных толеитовых базальтов Красного моря, отражающих близкую к древним рифтам структурно-тектоническую обстановку, толеиты начальных этапов океанического рифтогенеза отличаются более высокими концентрациями K_2O , Rb, Y, меньшими – Ba и имеют с ними приблизительно одинаковые концентрации Zr и Sr. Они различаются также по характеру распределения легких РЗЭ. Древние толеиты более обеднены этими элементами по сравнению с красноморскими аналогами; отношение изотопов Sr в них выше (0.7041), чем в красноморских базальтах (0.7036).

Во временном ряду: юрские траппы платформ-меловые траппы-океанические поднятия-океанические рифты – наблюдаются определенные геохимические изменения в составе магм, поступающих на поверхность этих структур (см. табл. 1). Происходит постепенное уменьшение содержаний K_2O (от 0.22 до 0.36 масс. %), Ba (2.92 - 28 г/т), Nd (13.4 - 8.6 г/т) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7116 - 0.7041). От древних континентальных платформ к океаническим поднятиям в базальтах увеличиваются концентрации TiO_2 (0.09 - 1.63%), Sr (143 - 315 г/т), La (12 - 29 г/т), Y (21 - 41 г/т). Содержания Rb за-

метно варьируют. В целом, если исключить молодые платформы, наблюдается уменьшение содержания Rb от древних платформ к рифтовым зонам океанических хребтов (26 - 6 г/т). Крайне низкие, соизмеримые с хребтовыми, концентрации этого элемента в меловых траппах связаны, скорее всего, с отсутствием процессов контаминации, что отражается и в сравнительно низких отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7052).

Меловые траппы и океанические базальты того же возраста имеют некоторые общие геохимические характеристики. Они близки по содержанию в них TiO_2 , Y, Rb, однако по большинству компонентов они значительно различаются. В траппах [17, 22] по сравнению с океаническими базальтами больше K_2O (0.58 и 0.36 масс. % соответственно), Sr (269 и 95 г/т), Ba (147 и 28 г/т), Zr (125 и 83 г/т), легких РЗЭ (например, La - 21 и 2.2 г/т). Отношение изотопов Sr в траппах также выше (0.7051 и 0.7041). Существуют также заметные отличия в составах расплавов, формирующих разновозрастные структуры одного типа. Эти различия выявляются только на геохимическом уровне. Например, базальты наиболее древних рифтов (скв. 261 - 150 млн. лет, скв. 765 - 130 млн. лет, скв. 259 - 112 млн. лет) имеют более высокие концентрации Y, Rb и меньшие - Ba по сравнению с базальтами, возраст которых около 106 млн. лет (скв. 750, 260, 257), хотя и здесь есть исключения (скв. 249 - 122 млн. лет).

Все это свидетельствует о том, что геохимические различия связаны не столько с контаминацией (высокие отношения изотопов Sr в юрских траппах по сравнению с меловыми), сколько с геохимическими различиями исходного субстрата мантии, производящей океанические базальты. Указанные выше геохимические различия можно было бы объяснить разубоживанием этих базальтов редкими элементами за счет большого объема плавления. Однако практически равные значения TiO_2 , Rb, Y, Sm свидетельствуют о том, что основной причиной различия составов является все же различный исходный состав мантии, производящей базальты этих двух различных структур.

Таким образом, в интервале 190 - 105 млн. лет назад в области Прото-Индийского океана имел место магматизм как континентального, так и океанического типа; на отдельных отрезках начальной истории образования океана эти два типа магматизма существовали параллельно. Континентальный магматизм предшествует рифтообразованию с дальнейшей трансформацией рифтов континентальных в океанические. Магматизм континентальных и океанических областей питается расплавами, генерируемыми в различных по составу исходных мантийных субстратах. Наблюдаются заметные временные изменения составов выплавов базальтов как в континентальных, так и океанических областях. Участки-мантии, произво-

дящие континентальные и океанические базальты, были существенно неоднородны по составу.

В интервале 105 - 85 млн. лет назад (альб - сантон) отмечается зона спокойного магнитного поля мелового возраста. Отсутствие магнитных аномалий на этот период не позволяет точно воспроизвести палеореконструкцию континентов. В конце этого периода (90 - 85 млн. лет) происходит активизация тектоно-магматической деятельности как на западе, так и на востоке океана. Начинается раскол между Индией и Мадагаскаром, сопровождающийся интенсивным вулканизмом в восточной части Мадагаскара [41]. На юго-востоке появляются первые признаки раскола между Австралией и Антарктидой [14]. На границе раннего и позднего мела окончательно сформировалось плато Кергелен (см. рис. 1в) [50]. В Западно-Австралийской котловине на отдельных участках дна (скважины 212 - 95 млн. лет; 256 - 98 млн. лет) проявляется внутриплитный магматизм. Возможно, что здесь на стадии затухания еще продолжался первичный рифтинг, начавшийся 130 - 150 млн. лет назад в юре - неокоме. В таком случае не исключено, что вулканы скважины 212 принадлежат этим последним этапам первичного рифтинга в Индийском океане.

Магматизм на плато Кергелен продолжается в его южной части, причем магмы в целом становятся более калиевые ($\text{K}_2\text{O} = 0.72 - 0.81\%$), в них больше Ba, Zr, Y, Sr, Rb. Вместе с тем в базальтах самой южной скважины, расположенной ближе к Антарктиде, отношение изотопов стронция очень высокое ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7090$), что указывает на возможную переработку отдельных блоков континентальной коры, выклинившейся на границе континентального склона Антарктиды и южной оконечности плато. Сравнивая толеиты скважины 750 (106 млн. лет) и скважины 747 (86 млн. лет), которые разделяют 20 млн. лет, можно видеть, что более молодые базальты, сохраняя магнезиальность, становятся более титанистыми, что роднит их с траппами раннего мела. Однако при этом толеиты скважины 747 все же более обогащены некогерентными элементами.

Магматизм в Западно-Австралийской котловине носит в целом субщелочной характер. Высокая степень изменения пород не позволяет дать им однозначную петрохимическую характеристику, однако базальты скважины 256 можно отнести к породам переходного состава, свойственного базальтам отдельных небольших подводных гор на ложе океана [13].

Следующий период геологической истории Индийского океана (84 - 65 млн. лет назад) начался с интенсивного спрединга его дна, который существенно преобразил общий лик океана, во многом определив его современную конфигурацию. На этом отрезке времени постепенно затухает рифтинг в восточной части океана, интенсивно формируются Аравийско-Индийский и Западно-

Индийский хребты. Одновременно продолжается деструкция Австрало-Антарктической плиты.

На границе мела - палеогена наблюдается обширная синхронная вулканическая деятельность в различных структурах океана на фоне грандиозных событий, связанных с началом массовых излияний траппов Декана на континентальной окраине. Ранее [3] при изучении магматизма Восточно-Индийского хребта или хребта 90° отмечалось, что по петро- и геохимическим параметрам базальты хребта близки траппам континентальных областей. Возможно, что обширный континентальный толеитовый магматизм в самых низах палеоцена захватил и прилегающие области океана, т.е. проявился глобально.

Граница мела - палеоцена (67 млн. лет) характеризуется изменением движения Индийской плиты с северо-северо-западного направления на северо-восточное [34] с дальнейшим продвижением к северо-востоку. Движение Индийской плиты хорошо фиксируется по магнитным аномалиям и рельефу, определяемому трансформными разломами, имеющими в старых координатах северо-северо-восточное простирание. Скорость продвижения Индийской плиты в это время резко увеличилась с 5.7 до 12 см/год [51]. Не исключено, что именно с таким удвоением скорости дрейфа плиты и связаны явления обширного магматизма.

В интервале 84 - 65 млн. лет в пределах Индийского океана и его окраины проявления вулканизма наблюдаются в следующих структурах: срединно-океанские хребты – зоны спрединга; трансформные разломы и сопряженные с ними поднятия (хребет 90° , поднятие Афанасия Никитина); отдельные подводные горы в пределах океанских котловин; континентальные окраины (траппы Декана) (см. рис. 1г).

Материалы по рифтовому магматизму в срединном хребте на начало палеоцена имеются по скважинам 236 [19], 707 [24] и 245 [23]. Базальты, вскрытые этими скважинами, относятся к типичным толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов (табл. 2, см. рис. 2, 3), причем отмечается, что базальты скважины 707 близки базальтам верхних комплексов Деканских траппов [24]. Однако в базальтах скважины по сравнению с траппами в несколько раз меньше таких элементов, как Rb, Zr (см. табл. 2, рис. 3), в 2 - 3 раза меньше Ba, Sr, Y, концентрация Ce близка к толеитам COX (рис. 4). По многим петро- и геохимическим параметрам базальты древней раннепалеоценовой зоны спрединга непосредственно к западу от плато Декан имеют характеристики, близкие к базальтам современных океанских срединных хребтов. Вместе с тем в области пересечения долины и трансформного разлома (станция 4868) формируются щелочные базальты, которые по особенностям распределения РЗЭ (см. табл. 2) близки базальтам внутриплитных вулканов и островов. Такого рода вулканические постройки

характерны и для современных зон спрединга (Галапагосские острова, о. Пасхи, Азорский архипелаг, о. Буве).

Значительный по объему магматизм проявляется в рассматриваемый интервал времени в пределах поднятий, примыкающих к трансформным разломам. К таким структурам относятся хребет 90° и поднятие Афанасия Никитина. На хребте достоверно датированные по абсолютному возрасту магматиты были вскрыты в скв. 216. Вулканические скважины формировались около 79 млн. лет назад [48]. Скважина, согласно имеющимся реконструкциям [11], расположена в 780 км севернее зоны спрединга (28 аномалия), т.е. базальты скважины изливались на дно уже сформировавшейся океанской коры. Исходя из скорости спрединга в 12 см/год, можно считать, что возраст этой коры на рассматриваемое время составлял около 6.5 млн. лет.

Базальты скважины по мнению большинства авторов, их изучающих [28, 52], отличаются от базальтов срединных хребтов (см. табл. 2, рис. 3). Действительно, они имеют более высокие содержания щелочных элементов и отношения изотопов Sr (0.7055), обогащены легкими РЗЭ. При рассмотрении геохимических особенностей базальтов скважины 216 напрашивается аналогия их составов с траппами. Последние имеют более высокие отношения изотопов Sr (0.7061 - 0.7133), однако и среди них наблюдаются величины, соизмеримые с базальтами скважины. В траппах формации Махабалешвар и Амбемали [38] они составляют, соответственно, 0.7061 и 0.7043. Базальты формации Амбемали к тому же наименее контаминированы ($\epsilon \text{Nd} = +4.4$).

Наряду с ферротолеитами траппового облика, в пределах хребта имеются дифференцированные комплексы щелочного состава. Вблизи скважины на восточном склоне хребта (станция П-24) собраны образцы магматических пород, представленных щелочными базальтами-трахитами-риолитами (см. табл. 2) [9]. Так что, наряду с трещинными базальтами, в пределах хребта, скорее всего, есть и единичные вулканические постройки, сложенные дифференцированным щелочным комплексом, сходным по составу с породами островов.

Второй структурой, связанной с трансформным разломом Индира, является поднятие Афанасия Никитина. Возраст пород по палеонтологическим данным соответствует концу мела - началу палеоцена (65 - 70 млн. лет). На поднятии четко выделяются две фазы магматизма [5]. В первую фазу формируется обширное плато, сложенное плагиоклазовыми базальтами (см. табл. 2). По своему составу базальты также напоминают трапповые образования и в целом близки базальтам скважины 216. Вторая фаза магматизма связана с формированием подводного вулкана (гора Афанасия Никитина), сложенного последовательно дифференцированной серией вулкаников от плагиоклаз-

Таблица 2. Интервалы содержаний и средние значения концентраций некоторых элементов и их отношений в базальтах Индийского океана с возрастом 84 - 65 млн. лет

Компоненты и параметры	[Mg]	TiO ₂	K ₂ O	Ba	Zr	Y	Sr	Rb	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	La	Sm	Yb
Траппы Декана (Формации Махабалешвар, Амбемали, Буше)	0.43 - 0.51 0.46	1.62 - 2.59 2.24	0.22 - 0.67 0.49	74 - 163 109	120 - 182 146	31 - 42 36	181 - 229 208	3.5 - 16 9.2	0.7043 - 0.7133 0.7079	12 - 17 15	5.9 - 4.8 5.5	-
Базальты рифтовых зон западной части океана (скв. 236, 707, 239, 245, ст. 4868)	0.56 - 0.63 0.59	0.77 - 2.32 1.36	0.04 - 1.12 0.39	6 - 26 13	29 - 87 59	20 - 33 28	79 - 130 104	0.5 - 9 3.6	0.7034 - 0.7036 0.7035	-	-	-
Базальты океанических поднятий западной части океана (ст. 2792, 128D)	46 - 53 0.50	1.01 - 1.32 1.16	0.20 - 0.35 0.27	9 - 23 16	40 - 57 49	25 - 34 30	42 - 98 70	11	-	4	-	4
Базальты ложа западной части океана (скв. 248)	0.44	2.46	0.73	99	152	31	236	37	-	-	-	-
Базальты океанического ложа восточной части океана (ст. 6742, 6753, 7411)	0.58 - 0.62 0.60	1.01 - 1.77 1.33	0.27 - 1.30 0.75	49 - 107 78	30 - 100 60	12	75 - 174 113	5.2 - 7.5 6.4	-	5.2 - 13 9.1	9	13
Базальты океанических поднятий центральной части океана (скв. 758, 216, ст. П-24, гора Афанасия Никитина)	0.45 - 0.60 0.49	1.37 - 2.75 1.94	0.12 - 1.21 0.77	16 - 140 78	73 - 159 116	21	132 - 235 184	1.4 - 18 12	0.7044 - 0.7055 0.7050	4.2 - 13.2 8.7	2.5 - 5.0 3.7	2.2 - 3.64 2.9
Отдельные подводные вулканы (ст. 2919)	0.20	3.26	2.12	2530	331	19	959	-	-	37	6.7	2.5

Примечание. См. примечание к табл. 1.

оливинового щелочного базальта до трахита. Базальты вулкана заметно отличаются от базальтов плато более высокими содержаниями щелочей и P_2O_5 , низкими FeO и MgO. Они по составу больше напоминают типичные островные оливиновые базальты. Таким образом, в областях океанской коры, прилегающих к трансформным разломам, формируются сложные магматические комплексы, сложенные различными по составу магматами. На первых этапах вулканизма в результате, скорее всего, трещинных излияний формируются потоки базальтов, по составу очень близкие к траппам. Они образуют порой обширные платообразные поднятия. Во вторую фазу образуются вулканы центрального типа, сложенные дифференцированной серией пород щелочного ряда (щелочной базальт–трахит–риолит).

Одновременно в пределах котловин проявляется вулканизм щелочного типа. Магматиты этого ряда слагают отдельные вулканические постройки или короткие цепи отдельно стоящих вулканов. Примером такого магматизма может быть подводный вулкан северо-восточнее горы Афанасия Никитина [2]. Цоколь вулкана, к сожалению, закрыт 2-километровой толщей осадков, и над поверхностью дна океана возвышается лишь верхняя 1.5-километровая часть вулканической постройки, сложенная туфобрекчиями смешанного состава, среди которых заметную часть составляют остроугольные обломки базальтов, гавайит-муджиеритов и бенморейтов. В нижней части видимого склона постройки преобладают базальты, в привершинной – трахиандезиты (бенморейты) и гавайиты. Петрохимическое изучение образцов пород показало (см. табл. 2), что все они составляют непрерывно дифференцированный ряд. По соотношению SiO_2 и щелочей они представляют собой переходные породы между щелочными базальтами и трахибазальтами. От классической серии Гавайских островов породы отличаются повышенными содержаниями K_2O , что переводит их в ряд трахитовых разновидностей при пониженном MgO. По содержанию щелочей они ближе к ряду щелочных пород о. Кергелен и в целом близки к островному типу магматизма. Концентрации легких РЗЭ еще выше, чем в ферротолейтах, однако отношение изотопов стронция в целом одинаково с базальтами ферротолейтового типа.

Наконец, в рассматриваемое время обширный магматизм, выразившийся в формировании мощной толщи траппов, захватил западную часть континентальной Индийской плиты. Среди траппов выделяются несколько типов, однако основную массу составляют толейтовые базальты с повышенными по сравнению с толейтами срединно-океанических хребтов содержаниями FeO, TiO_2 , K_2O , Rb, Sr, Ba (см. табл. 2). Распределение РЗЭ показывает обогащенность пород легкими РЗЭ, они похожи в этом отношении на E-тип базальтов СОХ (Атлантика, 30 - 40° с.ш.). Высказывается

мнение [22], что траппы генерировались из тех же источников, что и океанические толейты (E-тип и P-тип базальтов СОХ). Отличие от этих базальтов заключается лишь в том, что вулканы траппов являются продуктом магм, контаминированных коровым материалом. С другой стороны, считается [12], что по изотопным данным таких элементов, как Nd, Sr и Pb, эти породы являются продуктом плавления верхнемантийного источника. Факт контаминации отрицать трудно, так как для траппов характерны очень высокие отношения изотопов стронция (0.7100), свойственные гранитной коре. Однако тот факт, что первые порции базальтовой магмы, формирующей траппы, были более контаминированными, свидетельствует о возможности образования слабо контаминированных вулканитов в последующие стадии массовых излияний. Действительно, во многих формационных типах траппов отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7040 - 0.7050$ (см. табл. 2). Такие же значения отмечаются, например, для базальтов о. Кергелен, который сейчас единодушно относится к структуре, сформировавшейся на океанической коре.

Изучение состава и распространения пород, сформировавшихся в Индийском океане 84 - 65 млн. лет назад, показывает, что выделяются три типа вулканизма. Первый – это толейты СОХ, практически идентичные низкокальциевым толейтам современных зон спрединга. Нигде более эти толейты не встречаются, хотя отмечается наличие очень близких пород в траппах Декана. Второй тип базальтов представлен ферротолейтами с повышенными концентрациями щелочных элементов, обогащенными легкими РЗЭ, с относительно высокими величинами отношения изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7050 - 0.7060$). Эти базальты характерны для структур с утолщенной корой как на континенте (траппы Декана), так и в океане (поднятия, связанные с трансформными разломами). Наконец, третий тип вулканизма – щелочно-базальтовый. Породы характеризуются, в первую очередь, широким диапазоном дифференциации, высокой щелочностью, особенно высоким содержанием K_2O (до 6.5 масс. % в трахитах и 1.5 - 2 в базальтах). Эти базальты слагают, как правило, вулканические постройки, проявляются практически во всех структурах океана и континента и в большинстве случаев представляют собой наиболее поздние дифференциаты базальтового вулканизма в каждой отдельной структуре. Они как бы завершают магматизм и формируют вулканы центрального типа на пересечениях рифтовых зон с трансформными разломами, на поднятиях, на ложе океана в котловинах и, наконец, проявляются на поздних стадиях траппового магматизма. Таким образом, в конце мела - начале палеоцена в пределах Индийского океана проявляется магматизм, в целом похожий на современный.

Рассматривая историю магматизма Индийского океана в динамике, в связи с тектонической и

структурной перестройкой верхних частей его литосферы, следует отметить определенные закономерности и особенности этой эволюции.

Геохимические данные (рис. 5, см. рис. 3, 4) свидетельствуют о наличии двух крупных ассоциаций вулканических пород, в каждой из которых можно выделить отдельные геохимические группы. Первая ассоциация включает в себя преимущественно базальты рифтовых зон и некоторых вулканических поднятий в океане. Вторая ассоциация – это преимущественно траппы континентальных платформ и вулканические поднятия океана. Геохимическая специфика выделенных ассоциаций не зависит от возраста. И в древних, и в относительно молодых рифтовых зонах встречаются как толеиты нормального типа, так и обогащенные литофильными элементами (*N*-тип и *E*-тип толеитов). Это свидетельствует о том, что мантийные расплавы, производящие океанические базальты, длительное время имели особый геохимический состав, а сама океаническая мантия была исходно гетерогенной.

Вторая обогащенная литофильными элементами ассоциация с повышенными отношениями изотопов *Sr* и *Pb* включает разновозрастные породы, что также может говорить о том, что мантия длительное время существенно не изменяла своего состава. Здесь также выделяются несколько геохимических групп пород.

Во времени от древних базальтов к молодым происходит изменение составов выплавов, харак-

теризующихся все более высокими концентрациями титана и его дисперсией. Это касается как “магнезиального”, так и “железистого” трендов. Такой факт, по-видимому, можно объяснить уменьшением степени плавления мантийного субстрата, вовлечением в процесс плавления исходного вещества все большего количества клинопироксена (одного из концентраторов титана в ультрабазитах) по сравнению с ортопироксеном и оливином и вместе с тем увеличением дифференцированности пород.

Гетерогенность состава исходного мантийного субстрата под Индийским океаном хорошо видна на рисунках, иллюстрирующих геохимическую специфику базальтов. Гетерогенность мантии, в первую очередь, проявляется в том, что базальты с минимальными по отношению к иттрию концентрациями *Zr* и *Ba* в большей своей части представлены толеитами *COX*, а низкоиттриевые группы базальтов – преимущественно разновозрастными траппами. По соотношению *Zr/Y* и *Ba/Y* (см. рис. 3а) выделяются три поля базальтов, в каждом из которых группируются породы разного различного возраста, что свидетельствует о существовании гетерогенности мантийного субстрата на длительном отрезке времени. В каждой из геохимических групп пород, несмотря на заметную дисперсию составов, все же намечаются некоторые временные закономерности изменения этих составов. Например, раннемеловые траппы чаще содержат меньшие концентрации *Zr* и *Ba* по

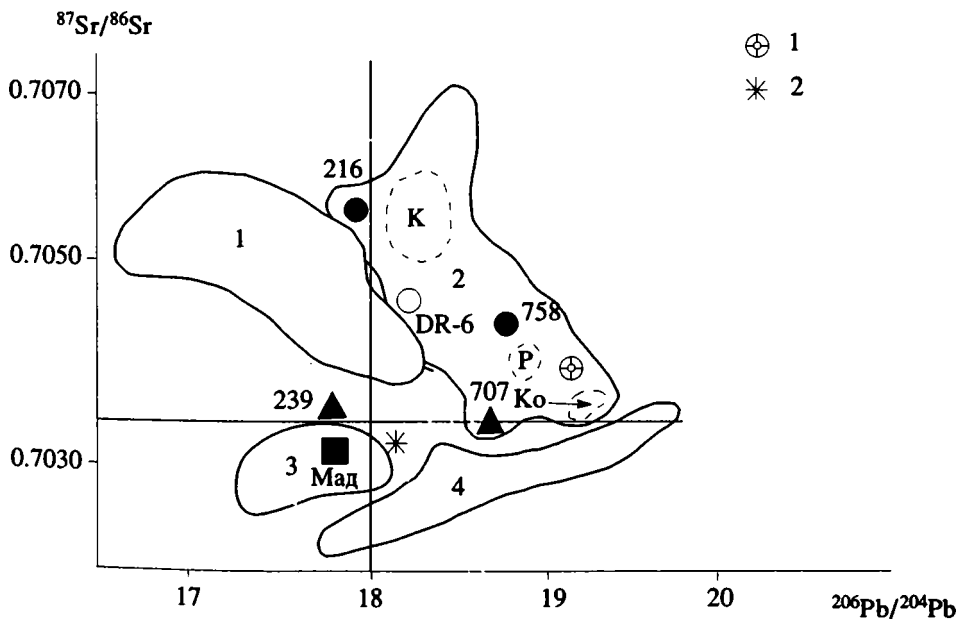


Рис. 5. Составы базальтов Индийского океана на графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

1 – средний толеитовый базальт срединных хребтов Индийского океана; 2 – средний базальт океанических островов. Сплошная линия – поля составов базальтов: 1 – Декана и Карру, 2 – океанических поднятий и островов (пунктирной линией обозначены поля: К – о. Кергелен, Р – о. Реюньон, Ко – Коморских о-ов), 3, 4 – срединных хребтов: 3 – Индийского океана, 4 – Северной Атлантики и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Цифры и латинские буквы у значков – номера скважин и станций, Мад – о. Мадагаскар. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

отношению к иттрию по сравнению с позднемеловыми - палеогеновыми траппами Декана. Наиболее древние юрские траппы за счет контаминации имеют максимальные концентрации Ва. Те же закономерности с небольшими нюансами прослеживаются и по концентрации в базальтах Индийского океана Rb и Zr (см. рис. 3б). Кстати, помимо “рифтовых” и “трапповых” геохимических ассоциаций довольно четко обособляется группа пород с очень высокими концентрациями Zr, включающая древние тектоно-вулканические поднятия (Кергелен, Натуралист, см. рис. 3в). Можно предположить, что какая-то часть пород этих поднятий была явно загрязнена материалом континентальной коры, присутствие которой на первых этапах спрединга в пределах рифтовых зон не исключено. Примером может служить Данакильский останец в Красноморском регионе, который когда-нибудь должен быть ассимилирован вновь рождающейся океанической корой.

Однако наиболее контаминированные древние траппы имеют умеренные концентрации Sr (150 г/т) и самые высокие – Ва (300 г/т). Так что, возможно, наиболее древний внутриплитный океанический магматизм питался расплавами из очень обогащенной Sr нижней мантии.

Гетерогенность мантийного материала прослеживается и на примере изотопных отношений и редкоземельных элементов. Выделяются те же три группы пород: рифтовые базальты с низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7041), молодые траппы и вулканические поднятия с умеренными величинами этих отношений (0.7052 - 0.7045) и древние сильно контаминированные траппы начальных этапов раскола Гондваны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В интервале 190 - 65 млн. лет назад продукты магматизма Индийского океана характеризуются по крайней мере двумя геохимическими ассоциациями, включающими три группы базальтов, отражающих пространственную гетерогенность состава мантии под этим океаном. В процессе временной эволюции в каждой геохимической ассоциации существенных изменений состава базальтов не происходит, хотя отмечается тенденция к большей дисперсности и увеличению в базальтах содержания титана. При этом в них наблюдается геохимическая стабильность по остальным литофильным и редкоземельным элементам. Последнее свидетельствует о том, что гетерогенность мантии под Индийским океаном носит глобальный характер и мантия не подвержена в больших объемах перемешиванию в процессе конвекции на длительных временных отрезках его начальной истории.

В работах по изотопии базальтов Индийского океана уже давно отмечалось, что мантия под Индийским океаном аномальна по сравнению с та-

кими активными вулканическими провинциями, как Северная Атлантика и восточная часть Тихого океана (Восточно-Тихоокеанское поднятие [21, 27]. Предлагаются две альтернативные модели этого аномального состава: 1 – субдуцированный материал древней океанической коры дополнительно рециклировался внутри конвективной ячейки, которая длительное время, в течение нескольких сотен млн. лет, была изолирована от общей конвекции в мантии Земли; 2 – в конвективную ячейку под Индийским океаном постоянно поступал и поступает из нижней мантии дополнительный материал, обогащенный некогерентными элементами и радиогенными изотопами. В результате конвекции в этой ячейке материал перемешивается и дает базальты, обогащенные этими компонентами [27]. О длительном характере этой аномалии под Индийским океаном свидетельствуют материалы по базальтам плато Кергелен, имеющим довольно высокие концентрации литофильных элементов и радиогенного стронция (см. рис. 5) [57]. Значительные вариации в содержаниях крупнокатионных элементов и их изотопов объясняются различной степенью смешимости глубинных обогащенных этими элементами магм и базальтов срединно-океанических хребтов, происходящих из деплетированной верхней мантии. Соотношение этих магм в том или ином регионе в разное время объясняется конкретной тектонической обстановкой в данном регионе на данное время [56].

Анализ изотопных отношений в базальтах (см. рис. 5) показывает, что действительно какой-либо линейной зависимости в изменении состава базальтовых расплавов во времени не наблюдается. Имеющиеся соотношения изотопов в базальтах разных структур в диапазоне времени 190 - 65 млн. лет образуют две группы точек, лежащих вблизи или в поле базальтов срединных хребтов, океанических поднятий и островов. Траппы Декана занимают обособленное положение на графике. В поле отношений, свойственных океаническим поднятиям и островам, попадают анализы пород самого различного возраста (114 - 65 млн. лет), причем промежуточные по возрасту древние базальты, например Восточно-Индийского хребта из скв. 758, имеют максимальные отношения изотопов Pb и минимальные отношения изотопов Sr. В то же время близкие по возрасту базальты из рифтовых зон (скважины 239 и 707) характеризуются заметными отличиями по концентрации радиогенного свинца. Все это свидетельствует о том, что, по-видимому, мантия под Индийским океаном не только аномальна по составу, но и гетерогенна. Причем эти ее особенности проявляются в течение длительного отрезка времени существования Индийского океана как самостоятельной структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеевков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985, 190 с.
2. Кашинцев Г.Л., Пейве А.А., Рудник Г.Б. Щелочной вулканизм в Центральной котловине Индийского океана // Изв. АН СССР. 1987. № 2. С. 42 - 50.
3. Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б. Новые данные о базальтах Восточно-Индийского хребта. Изв. АН СССР. 1975. № 6. С. 5 - 12.
4. Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Соболев С.Ф. Магматические и метаморфические породы // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 166 - 193.
5. Матвеевков В.В., Кашинцев Г.Л., Альмухамедов А.И. Состав базальтов поднятия Афанасия Никитина // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 5. С. 1183 - 1188.
6. Непрочнов Ю.П., Кашинцев Г.Л. О составе основных слоев океанической земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 5. С. 1222 - 1225.
7. Филипенко А.И., Сивуха Н.М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1199 - 1203.
8. Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3 - 19.
9. Ревердатто В.В., Еремеев В.В., Ильев А.Я., Попов А.А., Сычев П.М., Шарапов В.Н. Находка риолитов и трахитов и геологическая ситуация в северной части подводного Восточно-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 960 - 963.
10. Харленд У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
11. Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана: Дис ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИОАН, 1989. 395 с.
12. Allegre C.J., Dupre B., Richard P., Poussean D., Brooks C. Subcontinental versus suboceanic mantle. II Nd-Sr-Pb isotopic comparison of continental toleites with Mid-oceanic ridge toleites and the structure of the continental lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 57. N. 1. P. 25 - 34.
13. Batiza R. Origin and tectology of young oceanic central volcanoes: are most toleitic rather than alkalik // Geology. 1980. V. 8. N. 10. P. 477 - 482.
14. Cande S.C., Mutter J.C. A revised indentification of the oldest seafloor spreading anomaly between Australia and Antarctica // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 58. N. 2. P. 151 - 160.
15. Coleman P.J., Michael P.J., Mutter J.C. The origin of the Naturalist Plateau, SE Indian Ocean: implications from dredged basalts // J. Geol. Soc. Austral. 1982. V. 29. N. 3 - 4. P. 457 - 468.
16. Composton W., Mc Dougall I., Heier K.S. Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania // Geochim. Cosmochim. Acta. 1968. V. 32. N. 2. P. 129 - 149.
17. Cox K.G., Hawkesworth C.J. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps and Mahabaleswar, Western Ghats, India, with implication processes // J. Petrol. 1985. V. 26. N. 2. P. 355.
18. Davies H.L., Sun S.-S., Frey F.A., Gactier I., McCulloch M.T., Price R.C., Bassias J., Klootwijk C.T., Leclaire L. Basalt sediment from the Kergelen plateau and the trail of Dupai plume // Contrib. Mineral. and Petrol. 1989. V. 103. N. 4. P. 457 - 469.
19. Dmitriev L.V. Petrochemical study of the basaltic basement of the Mid-Indian Ridge: Leg. 24, Djibouti to Mauritias // Init. Rep. of the DSDP. Washington, 1974. V. 74. P. 767 - 789.
20. Duncan R.A. The Karoo igneous province - a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry // J. Volcan. and Geotherm. Res. 1987. V. 32. N. 1 - 3. P. 13 - 34.
21. Dupre B., Allegre C.J. Pb-Sr isotope variation in Indian ocean basalts and mixing phenomena // Nature. 1983. V. 303. N 5913. P. 142 - 146.
22. Dupuy C., Dostal J. Trace element geochemistry of some continental tholeiites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. N. 1. P. 61 - 69.
23. Erlank A.J., Reid D.L. Geochemistry, mineralogy and petrology of basalts, Leg. 25, DSDP // Init. Rep. of the DSDP. Washington, 1974. V. 25. P. 543 - 551.
24. Fisk M.R., Duncan R.A., Baxter A.N., Greenough J.D., Hargraves R.B., Tatsumi J. Reunion hot spot magma chemistry over the past 65 m.y. Results from Leg. 115 of the DSDP // Geology. 1989. V. 17. N. 10. P. 934 - 937.
25. Gradstein F., Ludden J., Adamson A.C. et al. Ocean Drilling Programm. The birth of the Indian Ocean. The 123 shipboard scientific party // Nature. 1989. V. 337. N. 6207. P. 506 - 507.
26. Gunn B.M. Modal and element variation in Antarctic tholeiites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1966. V. 30. N. 9. P. 881 - 920.
27. Hamelin B., Allegre C.J. Large-scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the Southwest Indian Ridge // Nature. 1985. V. 315. N. 6016. P. 196 - 199.
28. Hekinian R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. V. 43. N. 2. P. 125 - 147.
29. Hert J.M., Peate D.W., Hawkesworth C.J. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood Basalts // Earth. Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. N. 1/3. P. 134 - 148.
30. Houtz R.E., Hayes D.E., Marki R.G. Kerguelen Plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure // Marine Geol. 1977. V. 25. N. 1/3. P. 95 - 130.
31. Johnson B.D., Powell Mc.A., Veevers J.J. Spreading history of the Eastern Indian Ocean and Great Indian's northward flight from Antarctica and Australia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. V. 87. N. 11. P. 1560 - 1566.
32. Johnson D.A., Berggren W.A., Damuth J.E. Cretaceous ocean floor in the Amirante Passage: tectonic and oceanographic implications // Marine Geol. 1952. V. 47. N. 3/4. P. 331 - 343.
33. Kent P.E. Leg 25 results in relation to east African coastal stratigraphy // Init. rep. of the DSDP. Washington, 1974. V. 25. P. 679 - 684.
34. Larson R.L. Late Jurassic sea floor spreading in the eastern Indian Ocean // Geology. 1975. V. 3. N. 1. P. 69 - 71.

35. *Luyendyk B.P.* Gondwanaland dispersal and the early formation of the Indian Ocean // *Init. Rep. of the DSDP*. Washington, 1974. V. 26. P. 945 - 952.
36. *Luyendyk B.P., Davis T.A.* Results of DSDP Leg. 26 and the geologic history of the southern Indian Ocean // *Init. Rep. of the DSDP*. Washington, 1974. V. 26. P. 909 - 943.
37. *Luyendyk B.P., Rennick W.* Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1977. V. 88. N. 9. P. 1347 - 1356.
38. *Mahoney I., Macdougall I.G., Lugmair G.W. et al.* Origin of the Decan Trap flows at Mahabalashwar inferred from Nd and Sr isotopic and chemical evidence // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. N. 1. P. 47 - 60.
39. *Markl R.G.* Evidence for the breakup of eastern Gondwanaland by the early cretaceous // *Nature*. 1974. V. 251. N. 5472. P. 196 - 200.
40. *Markl R.G.* Further evidence for the early Cretaceous breakup of Gondwanaland of Southwestern Australia // *Marine Geology*. 1979. V. 26. N. 1/2. P. 41 - 48.
41. *Marsh T.S.* Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalts province // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. V. 32. N. 1. P. 35 - 49.
42. *Munsch M., Schlich R.* Structure and evolution of the Kergelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies // *Marine Geology*. 1987. V. 76. N. 1/2. P. 131 - 152.
43. *Norton I.O., Sclater J.C.* A model for the evolution of the Indian Ocean and breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. N. B12. P. 6804 - 6830.
44. *Peirce J., Weissel J., Taylor E. et al.* Proc. ODP. *Init. Repts.*, 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. 1000 p.
45. *Powell T.S., Luendyk B.P.* The sea floor spreading history of the Eastern Indian Ocean // *Marine Geophys. Res.* 1982. V. 5. N. 3. P. 225 - 247.
46. *Price R.C., Kennedy A.K., Riggs-Springer H., Frey F.A.* Indian Ocean triple junction: implications for the general and evolution of the Indian Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 78. N. 4. P. 379 - 396.
47. *Rabinowitz P.D., Coffin M.F., Falvey D.* The separation of Madagascar and Africa // *Science*. 1983. V. 220. N. 4592. P. 67 - 69.
48. *Saunders A.D., Storey M., Gibson I.L. et al.* Chemical and isotopic constraints on the origin of basalts from Ninetyeast ridge Indian Ocean: results from Leg 22 and ODP Leg 121 // *Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al.* Proc. ODP. *Sci. Results*. 1991. 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 559 - 590.
49. *Schlich R., Simpson E.S.W., Vallier T.L.* Regional aspects of Deep Sea Drilling in the Western Indian Ocean, Leg. 25, DSDP // *Init. Rep. of the DSDP*. Washington, 1974. V. 25. P. 743 - 759.
50. *Schlich R., Wise S.W., Palmer A.A. et al.* Ocean Drilling Program. That sinking feeling // *Nature*. 1988. V. 334. N. 6181. P. 385 - 386.
51. *Sclater J.C., Fisher R.L.* Evolution of the East Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Geol. Amer. Bull.* 1974. V. 85. N. 5. P. 683 - 702.
52. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A., Dickey J.S.* Basalts and related rocks from DSDP Sites in the central and Eastern Indian Ocean // *Mar. Geol.* 1978. V. 26. N. 1/2. P. 119 - 138.
53. *Vallier T.L.* Volcanogenic sediments and their relations to landmass volcanism and sea floor-continent movements, Western Indian Ocean, Leg 25, DSDP // *Init. Rep. of the DSDP*. Washington, 1974. V. 25. P. 515 - 542.
54. *Veevers J.J., Cotterillo D.* Western Margin of Australia: evolution of a rifted arch system // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. N. 3. P. 337 - 355.
55. *Veevers J.J., Powell C.Mc.A., Johnson B.D.* Seafloor coustraints on the reconstruction of Goudwanaland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 51. N. 2. P. 435 - 445.
56. *Weis D., Frey F.A.* Isotope geochemistry of Ninetyeast ridge basement basalts: Sr, Nd, and Pb evidence for revolvment of the Kergelen hot spot // *Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al.* Proc. ODP. *Sci. Results*. 1991. 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 591 - 610.
57. *Weis D., Gautier I., Mennessier J.P.* MD88 dredged basalts (S. Indian Ocean): Nd, Sr, Pb isotopic study - Kergelen type signature // *Chemical Geol.* 1988. V. 70. N. 1/2. P. 58 (abstract).
58. *White R.W., Mc Kenzie D.P.* Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. N. B6. P. 7685 - 7729.

Рецензент: Ю.М. Пушаровский

Magmatism, Geologic History and Geodynamics of the Indian Ocean Floor (Late Jurassic - Paleocene)

G. L. Kashintsev

Using paleoreconstructions of the Indian Ocean for the time span between 190 and 165 m.y. ago, the magmatism of the ocean has been outlined. The opening of the ocean is found to have been preceded by trap magmatism within the Gondwana supercontinent. First evidence of oceanic rift magmatism dates back to the Late Jurassic (Oxfordian). Within the discussed period, products of the Indian Ocean's magmatism are characterized by two geochemically disparate assemblages of three basaltic series. The outlined assemblages did not show any changes of significance in the composition of their basalts with time. Apart from being anomalous in its composition, the mantle beneath the Indian Ocean was originally heterogeneous, and these properties of the mantle remained conspicuous for a long time.

УДК 551.24/552.32(571.5)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ АНОРТОЗИТОВ И ГРАНИТОИДОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА И ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ТЕРМОТЕКТОГЕНЕЗА

© 1993 г. М. З. Глуховский*, В. М. Моралев*, М. К. Суханов**

*Институт литосферы РАН, Москва

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Поступила в редакцию 19.06.92 г.

Раннепротерозойский термотектогенез на Алданском щите проявился по-разному в его центральных и периферических частях, охватывающих южный сегмент одного из крупнейших нуклеаров Сибирской платформы. Время термотектонической переработки определяется по результатам изотопных датировок в интервале 1.7 - 2.2 млрд. лет. Согласно предлагаемой генетической модели предполагается, что термотектогенез является следствием образования вблизи границы кора-мантия высокопластичного слоя с очагами кварцево-диоритовой магмы и его движения по направлению к периферическим зонам нуклеара. В результате этого в верхних горизонтах коры возникают динамические обстановки сжатия и развиваются системы надвигов, по которым происходит выдвигание анортозитов и ассоциирующих с ними пород. Этот процесс сопровождается отделением от кварцево-диоритовой магмы (в результате фильтр-прессинга) комплементарной гранитной магмы и внедрением гранитов типа рапакиви в обстановках растяжения коры над движущейся пластиной.

К одной из наиболее ярких особенностей ранних этапов эволюции континентальной литосферы относится проявление на всех материках мощных процессов раннепротерозойского термотектогенеза (диахизиса, тектоно-термальной переработки, тектоно-магматической активизации, протоактивизации, анорогенного магматизма и т.д.) [5, 11, 34, 37, 55, 56].

Термотектогенез связан с энергичным воздействием на земную кору (сформировавшуюся к концу архея) тепловых и флюидных потоков, приведшим к ее структурно-вещественной переработке (нарушение первичных изотопных систем, прогрессивный и регрессивный метаморфизм, корово-мантийный и коровый магматизм: анортозиты, габброиды, разнообразие гранитоиды и вулканиты).

Появившиеся в последние годы данные по изотопной геохронологии различных метаморфических и магматических образований Алданского щита, в частности, анортозитов, результаты тектоно-магматического анализа, а также выявленные особенности зонального размещения структурно-вещественных комплексов раннего докембрия этого региона позволяют по-новому подойти к дальнейшему углубленному исследованию процессов термотектогенеза и к новым тектоническим обобщениям.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА В СТРУКТУРЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

В пределах Алданского щита обнажается южный сегмент Алдано-Станового нуклеара – одного из восьми сиалических ядер фундамента Сибирской платформы (рис. 1) [15]. Внутренняя часть нуклеара (Центрально-Алданский и Тимптоно-Учурский районы щита) сложена архейскими образованиями, метаморфизованными в гранулитовой фации метаморфизма. Среди них обособляются два комплекса: нижний (инфракрустальный) – эндербит-базитовый и верхний – супракрустальный. Последний включает традиционно выделяемые гнейсовые серии: ненгскую и тимптоно-джелтулинскую. Внутренняя часть нуклеара насыщена (до 70 - 80% площади) разнообразными гранитоидитами: архейскими низкокальцевыми эндербитами, присущими инфракрустальному комплексу; эндербитами нормальной щелочности и гранит-мигматитами, а также раннепротерозойскими аляскитовыми гранитами и чарнокитами [15, 17]. Для этой части нуклеара типичны купольные структуры (генетически связанные с процессами ареально-купольной архейской гранитизации), нарушенные разломами – надвигами, сдвигами и т.д. В ядрах наиболее крупных куполов: Алдано-Тимптонского и Суннагинского – выступают породы инфракрустального

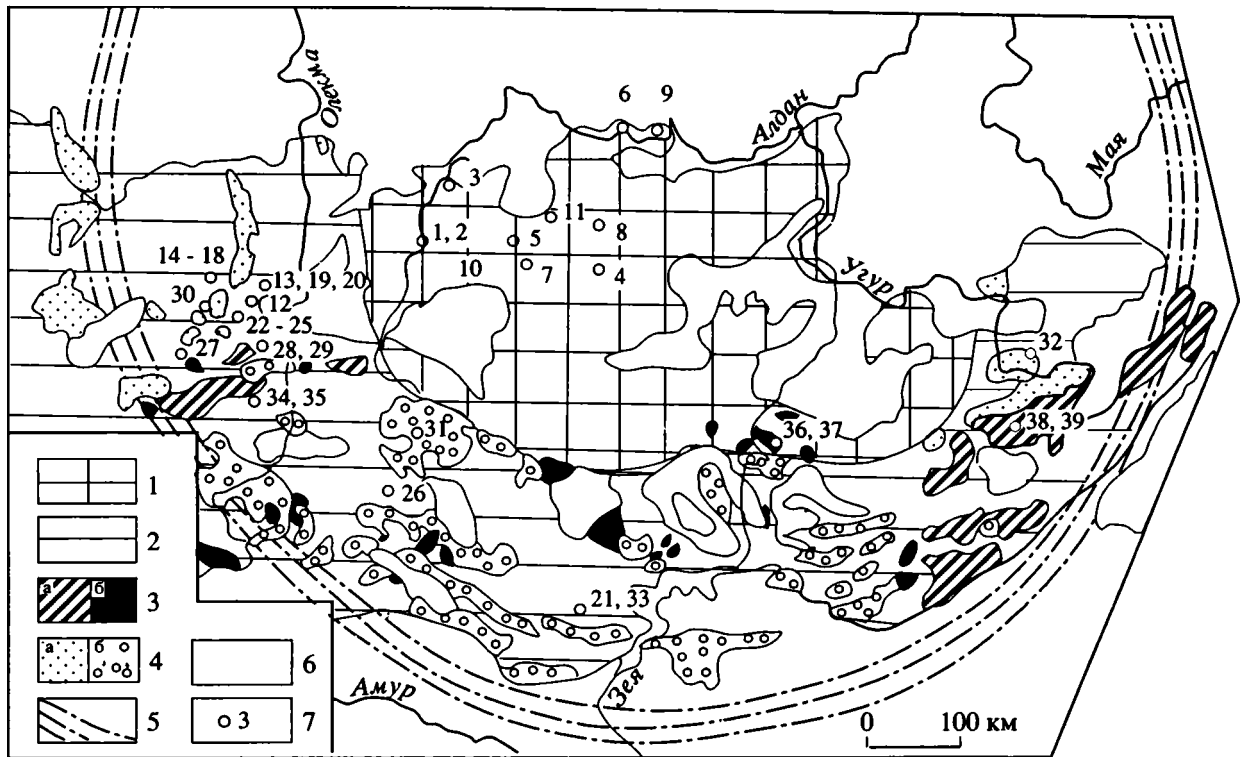


Рис. 1. Схема структурного районирования Алданского щита и размещения массивов раннепротерозойских анортозитов, габброидов и гранитоидов.

1, 2 – области распространения: 1 – гранулитовых инфра- и супракустуальных комплексов (ингурская и тимптоноджелтулинская серии архея) и рассеянных мелких тел и массивов раннепротерозойских аляскитовых гранитов и чарнокитов, 2 – полихронных образований архея и раннего протерозоя – гетерогенных станового, олекминского и батомгского комплексов (блоки гранулитов, поля регрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации пород, гранитогнейсов и мигматитов, зеленокаменные трюги, реликты протоплатформенного чехла и др.); 3, 4 – массивы раннепротерозойских магматических образований: 3 – анортозитов (а) и габброидов (б), 4 – гранитов типа рапакиви (а) и прочих гранитоидов (б); 5 – граничный дуговой линеймент Алдано-Станового нуклеара; 6 – нерасчлененные фанерозойские образования; 7 – места определения изотопного возраста пород и их номера (см. табл. 1).

комплекса, тогда как обрамление куполов и межкупольные пространства занимают породы супракустуальных гнейсовых серий архея.

Внешняя часть нуклеара, состоящая из западного – Олекминского, южного – Джугджуро-Станового и восточного – Батомгского районов, характеризуется чрезвычайно сложным строением. Здесь выделяются отдельные блоки, сложенные породами гранулитовой фации метаморфизма (зверевский и чогарский комплексы), которые иногда резко по разломам, чаще постепенно сменяются регрессивно метаморфизованными породами амфиболитовой фации – разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами. Отмечается обилие мигматитов и гранитогнейсов (древнестановой комплекс). Эти ассоциации пород образуют так называемые гетерогенные становой, олекминский и батомгский комплексы. Во внешней части нуклеара локализована основная часть зеленокаменных шовных структур Алданского щита (тругов), ориентированных согласно дуговой системе разломов и выполненных верхнеархейскими породами: вулканогенно-терригенной и

железисто-кремнистой формаций (труговый комплекс). В Олекминском районе располагается Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб, выполненный нижнепротерозойской терригенно-карбонатной удоканской серией. Аналоги этой серии встречаются в тектонических клиньях, в обрамлении гранитогнейсовых куполов и в других районах внешней части нуклеара. Образования удоканской серии зонально метаморфизованы в результате процессов раннепротерозойской гранитизации и ремобилизации кристаллического цоколя и деформированы под воздействием гранитогнейсовых куполов и валов. Внешняя часть нуклеара насыщена разнообразными магматическими породами позднеархейско-раннепротерозойского возрастов. Это палингенно-метасоматические плагиогнейсы и очковые гранитоиды древнестанового (куандинского в Олекминском районе) комплексов, слагающие купола, валы и приразломные массивы; разнообразные по форме (лополиты, приразломные тела) и размерам массивы рапакивидоподобных гранитов, гранодиоритов, гранитов и граносиенитов (чуйско-кодарский, ул-

канский, чубачинский, тукурингрский, токско-алгоминский комплексы); небольшие интрузивы дунитов – троктолитов и габбро (майско-джанинский комплекс), крупные массивы анортозитов и сопутствующих им пород (Каларский, Джугджурский, Геранский и др. массивы). Массивы анортозитов контролируются зонами разломов, пространственно ассоциируют с гранулитами высоких давлений и температур и образуют гранулит-анортозитовый пояс, который трассируется полосой положительных гравитационных аномалий [1, 16]. Анортозиты выявлены также в нижних горизонтах коры в центральной части Алданского щита. Об этом свидетельствует состав глубинных ксенолитов из мезозойских щелочных интрузий. Среди ксенолитов, помимо анортозитов, отмечаются плагиоклазовые амфиболиты и габбро-амфиболиты с высоким содержанием щелочей, гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, пироксениты и горнblendиты – типичный набор пород габбро-анортозитовой формации [46].

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Наиболее представительные данные по изотопной геохронологии главных структурно-вещественных комплексов, слагающих Алданский щит, включая новейшие датировки, полученные высокоточным изохронным методом SHRIMP [13, 49, 52, 58], сведены в таблицу, которую мы сопроводим необходимым комментарием.

Так, данные об изотопном возрасте древнейших пород Алданского щита разбиваются на две группы. Первая характеризует время формирования пород, а вторая – время нарушения первичных изотопных систем. Для внутренней гранулитовой части нуклеара получены наиболее древние значения возрастов тоналитов (эндербитов) и гранитогнейсов (№№ 1 - 3). В то же время здесь не обнаружены магматические проявления с возрастом 3.0 - 2.3 млрд. лет, известные во внешней части нуклеара. Во внутренней части нуклеара, вместе с тем, отчетливо фиксируются процессы термотектогенеза с возрастом 1.7 - 2.0 млрд. лет. В это время здесь происходило формирование рассеянных мелких интрузивов аляскитовых гранитов и чарнокитов (№№ 7 - 9), которые еще недавно рассматривались как архейские, редких массивов габброидов (№ 10) и эндогенных карбонат-апатитовых изометричных трубообразных тел (№ 11). Кроме того, широко проявлены разновозрастные процессы, приведшие к нарушению первичных изотопных систем (№№ 1 - 6), которые часто связывают с последним этапом гранулитового метаморфизма [44, 48, 58]. Между тем эти метаморфические изменения пород не фиксируются ни петрографически, ни структурно [28]. К тому же анализ апатита с возрастом 1.88 млрд. лет из гнейсов гранулитового комплекса показал повышенные

содержания урана, что противоречит выводу о том, что термальное событие этого возраста сопровождалось метаморфизмом гранулитовой фации [31]. Таким образом, вопрос о протерозойском возрасте гранулитового метаморфизма до конца не решен, но можно думать, что нарушение первичных изотопных систем протекало в условиях высокотемпературного “сухого” термального воздействия, не приведшего к заметной структурно-вещественной перестройке пород, ранее метаморфизованных в гранулитовой фации.

Во внешней части нуклеара процессы протерозойского термотектогенеза проявились более мощно, разнообразно и охватили относительно более широкий временной интервал от 2.8 до 1.7 млрд. лет (если не считать реликтовых более древних значений возраста ранней гранитизации основных кристаллических сланцев – № 12). Здесь можно выделить два тектонотермальные события. С первым из них (2.6 - 2.8 млрд. лет), следующим вслед за образованием зеленокаменных поясов (№№ 16 - 19), связано формирование палингенно-анатектоидных гранитов и нарушение первичных изотопных систем в гранулитах (№№ 21, 22, 26). Со вторым (2.2 - 2.3 млрд. лет) – окончательное становление гранитогнейсовых куполов и валов в обрамлении Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба и вдоль зеленокаменных поясов и нарушение первичных изотопных систем в гранулитах (№№ 12, 23).

Отдельно остановимся на вопросе о возрасте анортозитов, относительно которых до сих пор нет единого мнения о времени их формирования – протерозойском [35, 37, 40 - 42] или архейском [3, 12, 15, 16, 29, 32, 33]. Учитывая важность этой проблемы, а анортозиты являются индикатором мощного термального события, рассмотрим ее более подробно.

Напомним, что обоснование архейского возраста анортозитов опиралось в основном на геологические факты: а) приуроченность анортозитов к гранулитовому поясу, в пределах которого габбро-анортозитовые массивы располагаются конкордантно среди раннеархейских metabазитов курультино-гонамского и чогарского комплексов, метаморфизованных в условиях высоких давлений и температур; б) пространственную ассоциацию анортозитов с чарнокитами, которые традиционно рассматривались как заведомо архейские; в) некоторые определения радиологического возраста чарнокитов и эндербитов Rb-Sr методом, которые дали значения 2.8 - 2.5 млрд. лет [12, 47].

Вместе с тем накапливающиеся данные по изотопной геохронологии анортозитов Алданского щита все более убедительно свидетельствуют об их протерозойском возрасте, что сближает их с другими массивами анортозитов Мира [39]. В этом отношении наиболее интересны новые результаты определения возраста анортозитов Sm-Nd методом, поскольку он как нельзя лучше подходит

Таблица 1. Данные о радиологическом возрасте пород раннего докембрия Алданского щита

№№ п/п	Название породы и место отбора пробы	Метод определения и минерал (порода в целом)	Возраст в млн. лет		Источник (по списку литературы)
			формирования породы	последнего метаморфизма и (или) нарушения первичных изотопных систем	
Внутренняя часть Алдано-Станового нуклеара					
1	Низкокалийевые эндрбиты, р. Алдан, район Грековского переката	U-Pb изохронный, циркон	3570 ± 60	1860 ± 50	28
2	Эндрбиты без указания щелочности, там же	» »	3335 ± 3	1929 ± 9	58
3	Гранитогнейсы и плагиогранитогнейсы, р. Алдан, устье р. Нимныр	» »	3390 ± 10	1180	28
4	Гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты, Центрально-Алданский район	Rb-Sr, порода		от 1980 ± 25 до 2248 ± 39	10
5	Кварциты иенгрской серии, там же	» »		1830	24
6	Метабазиты кюриканской свиты, р. Алдан	» »		1980 ± 33	26
7	Аляскитовые граниты и чарнокиты центральной части щита	U-Pb изохронный, циркон	1920 ± 20		48
8	Чарнокиты Усть-Иджеского массива, р. Тимптон	Rb-Sr, порода	1770 ± 13		20
9	Чарнокиты массива Емелели, р. Алдан	Pb-Pb термо-имиссионный, циркон	2000 - 1800		собственные данные
10	Габбро Унгринского комплекса	U-Pb изохронный, циркон	2037 ± 20		7
11	Карбонат-апатитовые руды Селигдарского месторождения	» »	1880 ± 10		43
Внешняя часть Алдано-Станового нуклеара					
12	Пироксен-амфибол-плагиоклазовый сланец, гранитизированный, р. Курульта	U-Pb изохронный, циркон		3460 ± 16 2200 ± 20	6
13	Ортогнейсы, р. Олекма	» »	3212 ± 8		58
14	Гранитогнейсы в борту Олондинского трога, р. Олондо	» »	3018 ± 10		49
15	» »	» »	2862 ± 7		49
16	Метадациты Олондинского трога	» »	2950 ± 50		8
17	» »	» »	2998 ± 9		58
18	Основные и кислые вулканы Олондинского трога	Sm-Nd, порода	2966 ± 16		21
19	Тоналитовые гнейсы среди амфиболитов Тунгурчанского трога	U-Pb изохронный, циркон	3016 ± 2		58
20	Граниты, пластовое тело, там же	» »	2738 ± 8		58
21	Тоналитовые гнейсы, р. Гилюй	» »	2757 ± 22	1960 ± 25	13, 52, 58
22	Гранитогнейсы и мигматиты из куполов в обрамлении Кодаро-Удоканского прогиба, р. Саку и Чара	Pb-Pb, ортит (4 пробы)	от 3010 до 2630		44
23	» »	Pb-Pb, циркон	2330		44

Таблица 1. Окончание

№ № п/п	Название породы и место отбора пробы	Метод определения и минерал (порода в целом)	Возраст в млн. лет		Источник (по списку литературы)
			формирования породы	последнего метаморфизма и (или) нарушения первичных изотопных систем	
24	» »	» »		1890	44
25	» »	Pb-Pb, монацит		1810	44
26	Гранатовые гранулиты зверевской серии, р. Ньюжа	U-Pb изохронный, циркон		2585 ± 20	9
27	Метаосадочные породы раннепротерозойского Ханинского грабена	Rb-Sr, порода		1950 ± 11	18
28	Габбро Угдусского массива, р. Хани	U-Pb изохронный, апатит	1830 ± 40		30
29	Микроклиниты по габбро, там же	Pb-Pb изохронный, циркон	1750 ± 60		30
30	Рапакивиподобные граниты чуйско-кодарского комплекса	U-Pb изохронный, циркон	1860 ± 50		36
31	Граниты Чубачинского массива, басс. р. Ньюжа и Тимптон	по всем изотопным отношениям	1790 ± 80		45
32	Граниты типа рапакиви Улканского комплекса	Pb-Pb, циркон	1800 - 1960		14
33	Мафические дайки, секущие тоналитовые гнейсы, р. Гиллой	U-Pb изохронный, циркон	1923 ± 13		58
34	Анортозиты Каларского массива	Sm-Nd изохронный, плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, апатит	1926 ± 64 1913 ± 123		собственные данные
35	Чарнокит Каларского массива	» »	1698 ± 42		
36	Анортозит Верхнеундытканского массива	Sm-Nd изохронный, плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен	1905 ± 124		
37	» »	Sm-Nd изохронный по валовым пробам	2161 ± 165		
38	Анортозит Геранского массива	Sm-Nd изохронный, плагиоклаз, ортопироксен, апатит	1705 ± 30		41
39	» »	Sm-Nd изохронный, плагиоклаз, ортопироксен, апатит	1702 ± 27		41

для определения радиологического возраста основных пород. Одним из авторов данной работы совместно с Д.З. Журавлевым было проведено датирование этим методом анортозитов и чарнокитов Каларского массива (№№ 34, 35), анортозитов Верхнеундытканского (район озера Большое Токо) и Геранского массивов (№№ 36 - 39). Массивы расположены в Джугджуро-Становом анортозитовом поясе (см. рис. 1) и перечислены в направлении с запада на восток.

Для анортозита и габбро-анортозита, представляющих две фазы Геранского комплекса [41], получены две минеральные изохроны, определяющие один и тот же возраст: 1702 ± 27 и 1705 ± 30 млн. лет, соответственно (рис. 2). Эти значения возраста отвечают времени закрытия изотопной системы в минералах и являются минимальными для оценки времени образования всего многофазного Геранского массива. Точки валовых проб на изохронной диаграмме не ложатся на одну прямую, показывая существенный разброс первичного изотопного отношения неодима. Однако, если исходить из предположения о том, что изотопные соотношения в магматической породе в момент ее образования не могут превышать некоторой величины, характерной для деплетированной мантии, то в качестве нижнего предела времени становления Геранского массива следует выбрать минимальные из полученных модельных возрастов - 2.3 млрд. лет [41].

Для Каларского массива наблюдается несколько иная картина. На изохронной диаграмме точки минералов анортозита и габбро-анортозита дают существенный разброс и в пределах ошибки определяют одинаковый возраст 1.91 - 1.93 млрд. лет (см. рис. 2). В отличие от основных пород разброс точек на изохронной диаграмме чарнокита значительно меньше, и они формируют изохрону, отвечающую возрасту 1.7 ± 0.04 млрд. лет.

Точки валовых проб Верхнеундытканского массива ложатся на линию регрессии, определяющую возраст 2160 ± 160 млн. лет (см. рис. 2). Это первое Sm-Nd изохронное определение возраста докембрийских анортозитов Сибири, полученное по валовым пробам и являющееся доказательством их протерозойского возраста [40]. Модельный возраст проанализированных образцов относительно деплетированной мантии составляет 2.22 - 2.34 млрд. лет, что довольно хорошо согласуется с изохронным возрастом. Значения $eN(T)$ от +4.8 до +5.9 на диаграмме возраст- $eN(T)$ ложатся на линию эволюции деплетированной мантии, что является подтверждением вывода об участии мантийного источника в формировании родоначальных расплавов автономных анортозитов. Минеральная изохрона одного из образцов определяет возраст 1905 ± 124 млн. лет. Очевидно, эти значения, близкие к возрасту, определяемому минеральными изохронами Каларского и Геранского массивов, соответствуют некоторому временному

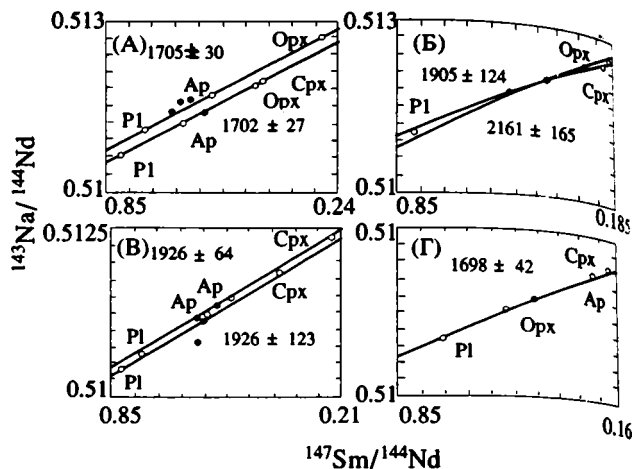


Рис. 2. Результаты радиологического датирования анортозитов Алданского щита Sm-Nd методом.

(А) - Геранский массив, минеральные изохроны для анортозита и габбро-анортозита двух фаз массива [41]; (Б) - Верхнеундытканский массив - валовая и минеральная изохроны [40]; (В), (Г) - Каларский массив, минеральные изохроны: (В) - анортозитов, (Г) - чарнокита. Светлые кружки - точки минералов, черные - валовых проб. Возраст в млн. лет.

интервалу закрытия изотопных систем в минералах, когда анортозиты были выведены в верхние горизонты земной коры и изотопный обмен с понижением температуры был прекращен. Таким образом, исходя из радиологических данных, время образования анортозитов Алданского щита можно ограничить интервалом 2.3 - 1.7 млрд. лет.

В заключение подчеркнем еще раз, что процессы протерозойского термотектогенеза во внешней и внутренней частях Алдано-Станового нуклеара проявились неодинаково. Они оказались более сосредоточенными и многообразными во внешней части. Кроме того, из анализа изотопных характеристик древнейших образований Алданского щита вытекает вывод о том, что термальные события осуществлялись импульсивно в три этапа: 2.6 - 2.8; 2.2 - 2.3 и 1.7 - 2.0 млрд. лет, т.е. через каждые 300 - 500 млн. лет. При этом наиболее мощно проявились процессы последнего этапа, который согласно международной геохронологической шкале относится к среднему протерозою, а у нас - к концу раннего протерозоя. Последнее представляется менее обоснованным.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Раннепротерозойские гранитоиды отличаются широким спектром генетических типов от палингенно-метасоматических плагиогранитов и очковых метасоматических гранитоидов до типич-

ных магматических образований. Среди последних отметим граниты типа рапакиви чуйско-кодарского и вулканского комплексов, сиениты Усть-Нюкжинского массива, гранитоиды повышенной щелочности чубачинского, тукурингского, гранодиориты токсско-алгоминского комплексов, а также чарнокиты и аляскиитовые граниты. Форма гранитных массивов, а также состав и структура рамы различны. Например, чуйско-кодарские граниты пространственно ассоциируют с отложениями удоканской серии и реже слагают массивы среди кристаллических толщ ремобилизованного фундамента; граниты вулканского комплекса прорывают близкие по возрасту эффузивно-осадочные толщи уянской серии, слагая с ней единый вулcano-плутонический пояс. Вмещающей рамой для этих образований служат гранулиты чогарского комплекса и гетерогенные кристаллические образования станового комплекса.

Рассеянные тела и небольшие массивы аляскиитовых гранитов и чарнокитов во внутренней части нуклеара иногда контролируются разломами. Часто эти гранитоиды встречаются в неосоме мигматитов разнообразных типов.

Тектонические условия формирования широкого спектра раннепротерозойских гранитоидов определяются с помощью тектоно-магматических диаграмм, разработанных для гранитоидов фанерозоя [50, 59, 60]. При этом принимается во внимание то, что, несмотря на существенные различия в развитии континентальной литосферы между ранним докембрием и фанерозоем, петрогенезис магматических пород, скорее всего, осуществлялся в сопоставимых геодинамических обстановках сжатия или растяжения, тем более, что зарождение магматических очагов раннепротерозойских гранитов происходило в условиях уже относительно мощной континентальной коры, которая сформировалась к этому времени. По крайней мере глубина магноотделения, судя по Rb-Sr отношениям, достигала 30 и более км [26].

На классификационную диаграмму R_1-R_2 [51], модифицированную для тектоно-магматического анализа [50], были нанесены соответствующие расчетные данные для средних составов большинства разновидностей протерозойских гранитов внешней и внутренней частей Алдано-Станового нуклеара и для сравнения эталонных гранитов рапакиви Балтийского щита (рис. 3). Видно, что основная часть фигуративных точек расположена в поле позднеорогенных субщелочных монцитов и синколлизийных анатектических гранитов. Исключение составляют токсско-алгоминские гранитоиды, попавшие в поле постколлизийных высококальциевых известково-щелочных серий. В целом фигуративные точки всех гранитоидов, включая рапакиви, вытянуты вдоль единого тренда, соединяющего чарнокиты Калара и граносиениты Усть-Нюкжинского массива. По характеру распределения точек вдоль этого

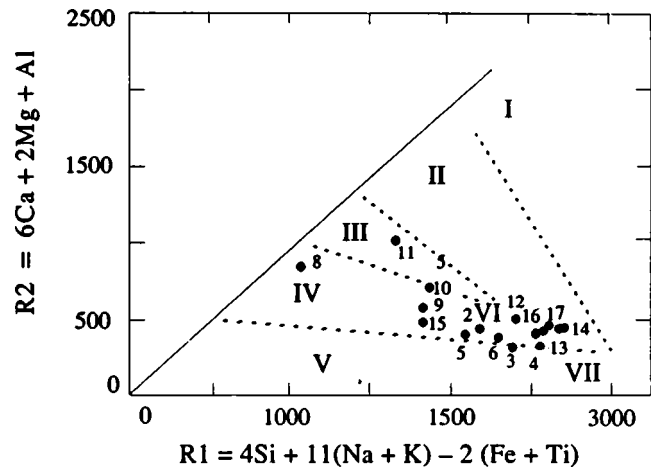


Рис. 3. Диаграмма R_1-R_2 [50] для тектоно-магматического анализа раннепротерозойских гранитов Алданского щита.

Фигуративные точки средних составов: 1 - 6 - граниты типа рапакиви и родственных им пород: 1 - чуйско-кодарский комплекс, 2 - Бульбухтинский массив, 3 - Северо-Учурский массив, 4 - его же гранофиоровые граниты, 5 - Южно-Учурский массив, 6 - его же гранофиоровые граниты; 7 - 14 - прочих гранитоидов: 7 - чарнокиты Каларского, 8 - сиениты Усть-Нюкжинского, 9 - граниты Чубачинского, 10 - граниты Тукурингского, 11 - гранодиориты Токско-Алгоминского, 12 - чарнокиты Усть-Иджекского массивов, 13 - чарнокиты массива Емелели, 14 - аляскииты Алданского щита; 15, 16 - эталонные граниты рапакиви Балтийского щита, массивы: 15 - Выборгский, 16 - Салминский. Поля гранитоидов: I - мантийного фракционирования, II - предколлизийных, III - постколлизийных поднятий, IV - позднеколлизийных, V - анорогенных, VI - синколлизийных, VII - посторогенных.

тренда видно, что гранитоиды внешней части нуклеара в тектоно-магматическом отношении более разнообразны по сравнению с гранитами внутренней части, которые сконцентрированы исключительно в поле анатектоидных синколлизийных образований.

На диаграмме $\lg Rb/Zr-SiO_2$ фигуративные точки гранитоидов внешней (точки 1 - 4, 7) и внутренней (13, 14) частей нуклеара попадают в поле предколлизийных и отчасти позднеколлизийных обстановок. Напротив, диаграмма $\lg Rb-SiO_2$ демонстрирует принадлежность некоторых разновидностей рассматриваемых гранитоидов исключительно к синколлизийным образованиям (рис. 4). Проведенный ранее анализ геодинамических условий формирования гранитов типа рапакиви Алданского щита [2] при помощи серии тектоно-магматических диаграмм $Rb-SiO_2$, $Yb-SiO_2$, $Nb-SiO_2$, $Nb-Y$ [60] показал их сопоставимость с эталонными рапакиви Балтийского щита [53] и принадлежность к внутриплитным (с отклонением к островодужным и коллизийным) гранитам, становление которых могло происходить в условиях общего растяжения и относительно спокой-

ного (субплатформенного) режима (типа внутриплитных или послеколлизионных обстановок фанерозоя).

Таким образом, по данным тектоно-магматического анализа, основанного на петрохимических и геохимических особенностях протерозойских гранитоидов, можно говорить об их формировании в обстановке коллизии с вариациями локальных режимов. Наиболее разнообразные режимы типичны для внешней наиболее подвижной части нуклеара, где гранитоидный магматизм осуществлялся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и анатексиса в одних местах, выплавления коровых позднеорогенных гранитоидов – в других. Присутствие здесь и постколлизионных гранитоидов – свидетельство вовлечения в процессы частичного плавления не только верхней, сиалической, но и нижней, гранулит-базитовой, частей континентальной коры. Формирование гранитоидов внутренней части нуклеара происходило преимущественно в условиях гранулитовой фации метаморфизма, в режиме, близком к синколлизонному, т.е. за счет частичного плавления верхней части континентальной коры, хотя не исключены и вариации тектонических режимов, отвечающих пред- и позднеколлизонным обстановкам сам фанерозоя.

Многовариантность решения задачи о тектонических обстановках формирования протерозойских гранитоидов (особенно во внешней части нуклеара), вытекающая из вышеприведенного анализа, видимо, не случайна и отражает существование различных геодинамических условий на общем коллизонном фоне. Важно подчеркнуть, что все гетерогенные процессы гранитообразования осуществлялись в узком временном интервале и почти одновременно с формированием анортозитов.

Проблема тектонических условий образования анортозитов до сих пор не находит однозначного решения, впрочем, как и генезис этих пород [33, 34]. В настоящее время установлено, что анортозиты, которые контролируются Становым разломом и серией субпараллельных разломов во внешней части нуклеара, слагают согласные с этими линейными телами, падающие на север под углом $40^\circ - 45^\circ$ [4]. Вполне очевидно также, что значительный разброс изотопных датировок анортозитов (2.3 - 1.7 млрд. лет) говорит о длительности процессов генерации магм и становления массивов этих пород. И, наконец, данные о составе газовой-жидких включений в анортозитах и о *PT* условиях формирования этих образований и сопутствующих им эклогитов и эклогитоподобных пород свидетельствуют о восстановительном характере флюидного режима в широком диапазоне высоких давлений (от 12 до 5 кбар) и температур (от 1300 до 600°C), при которых осуществлялся сложный процесс петрогенезиса анортозитов [2 - 4, 23]. Все это позволяет говорить о

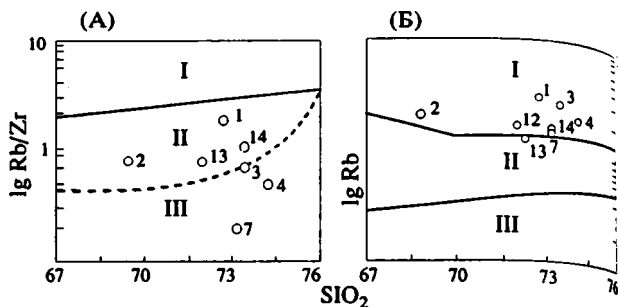


Рис. 4. Дискриминантные диаграммы: А – $\lg(Rb/Zr) - SiO_2$ [54], Б – $\lg Rb - SiO_2$ [60] для тектоно-магматического анализа раннепротерозойских гранитоидов Алданского щита.

Поля гранитоидов: (А): I – синколлизонных, II – внутриплитных, III – пред- и позднеколлизонных; (Б): I – синколлизонных, II – внутриплитных, III – островодужных. Номера точек см. на рис. 3.

формировании анортозитов в условиях, близких к коллизонным, т.е. в той же обстановке, при которой происходило выплавление магм раннепротерозойских гранитоидов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ вышеизложенного материала свидетельствует о многообразии проявлений процессов термотектогенеза, протекающих на Алданском щите в конце раннего протерозоя (среднем протерозое). Это выражено в тесной временной связи таких контрастных и пространственно разобщенных магматических комплексов, как анортозиты и сопутствующие им породы, с одной стороны, и различные гранитоиды, в том числе и типа рапакиви, – с другой. Отметим также ярко выраженную латеральную зональность проявлений процессов термотектогенеза, которая видна в разной степени метаморфической переработки и магматической активности, а также в различиях гранитоидов одного и того же возраста во внешней и внутренней частях Алдано-Станового нуклеара.

Все это позволяет подойти к разработке генетической модели термотектогенеза, опирающейся на нуклеарную концепцию строения и эволюции континентальной литосферы в раннем докембрии [15]. Напомним, что в соответствии с этой моделью основными структурными элементами фундамента древних платформ являются сиалические ядра – нуклеары – с мощной (40 - 50 км) консолидированной корой, преимущественно сиалические (или эндебит-базитовые) интернуклеарные области (мощность коры менее 40 км) и тектонически подвижные пояса, захватывающие внешние части нуклеаров и протягивающиеся от одного ядра к другому в виде плавно изгибающихся серпофрактурных зон. Все эти структуры первого порядка обусловили ядерно-петельчатый стиль тектоники фундаментов древних платформ

и глубинную латеральную неоднородность континентальной литосферы этих областей.

Вероятнее всего, именно благодаря этой неоднородности в процессе протерозойского термотектогенеза создались условия для неравномерного характера аккумуляции мантийного тепла. Так, под сиалическим ядром как тепловым экраном происходило накопление тепловой энергии. Это было обусловлено не только большой мощностью коры, но и ее низкой теплопроводностью, связанной со способностью сиалических масс генерировать радиогенное тепло. Поэтому сиалическое ядро обладало высоким тепловым сопротивлением (величина, обратная теплопроводности). Напротив, в менее мощных и менее радиогенно разогретых интернуклеарных областях с низким тепловым сопротивлением происходил отток тепла и его диссипация. Эта теоретическая модель гармонирует с идеей П. Хоффмана [55], рассматривающего сиалическую континентальную кору в качестве "радиогенно разогретого одеяла" [55, с. 137], способствующего накоплению под ним тепловой энергии до критического состояния. Поскольку, как полагают, "крайним средством Земли против перегрева" [22, с. 560] является перенос масс, то общий ход событий и связанных с ними явлений термотектогенеза в пределах Алдано-Станового нуклеара можно представить в следующем виде.

В результате накопления тепла под нуклеаром и невозможности его быстрого отвода в течение длительного промежутка времени, в условиях высокого литостатического давления (мощность коры 40 - 50 км) под влиянием мантийных флюидных потоков осуществлялось частичное плавление вещества высокоглиноземистой базитовой нижней коры и частично верхней мантии. Это приводило к возникновению в прогнутаой подошве нуклеара перегретого астеносферного высокопластичного слоя с очагами кварцево-диоритовой и базальтоидной магм. Этот слой согласно схеме С. Кларка [22] являлся основным теплоносителем и под большим давлением двигался в области разрузки тепла, чаще всего – во внешнюю часть нуклеара. По ходу движения перегретой пластины в ней от кварцево-диоритовых магм под влиянием градиента температур, сепарации минералов по удельному весу и фильтр-прессинга отделялась жидкость гранитного состава (родоначальная для гранитов типа рапакиви) и осуществлялась отсадка кристаллов плагиоклаза и других тяжелых минералов – кристаллическая "каша" [19]. Судя по рассредоточенному положению крупных массивов анортозитов, можно предположить, что выдвигание анортозитовой "каши" в верхние горизонты литосферы происходило в различных участках внешней части нуклеара на различные расстояния по наклонным (в сторону внутренней части нуклеара) сдвигово-надвиговым тектоническим зонам [27]. Кроме того, этот

процесс осуществлялся не одновременно, что зафиксировано временем закрытия изотопных систем в минералах, и мигрировал с запада (Каларский массив – 1.9 млрд. лет) на восток (Геранский массив – 1.7 млрд. лет). Таким образом, массивы гранитов рапакиви трассируют след движения глубинной астеносферной пластины, впереди которой двигался фронт водонасыщенных флюидов. Благодаря этому во внешней части нуклеара в два этапа, через 300 - 500 млн. лет (2.6 - 2.8 и 2.2 - 2.3 млрд. лет), осуществлялись интенсивные процессы регрессивного метаморфизма гранулитовых толщ архея и палингенно-метасоматического гранитообразования, предшествовавшие, таким образом, внедрению анортозитов и гранитов типа рапакиви. Вместе с тем можно предположить, что формирование семейства коровых гранитоидов (однообразных с анортозитами) во внешней части нуклеара было связано с непосредственным влиянием той части горячей пластины, в которой по системам пологих надвигов перемещалась анортозитовая "каша" и окружающие ее гранулиты. При этом, если становление массивов гранитов типа рапакиви происходило в условиях общего растяжения коры (типа внутриплитной или постколлизийной обстановок) над движущей пластиной, то остальные гранитоиды формировались в зоне фронтальной части пластины в условиях коллизии. Последнее, вероятнее всего, было обусловлено не только давлением пластины, но и локальными напряжениями сжатия в зонах сдвигово-надвиговых дислокаций по дуговым системам разломов, типичных для внешней части нуклеара.

Иной стиль проявления процессов раннепротерозойского термотектогенеза во внутренней части нуклеара связан, скорее всего, с меньшей степенью ее магматической проницаемости. Напомним, что здесь отсутствуют какие-либо свидетельства о термальных событиях с возрастом 2.6 - 2.8 и 2.2 - 2.3 млрд. лет, соответствующих времени метаморфизма и гранитообразования во внешней части нуклеара. Поэтому можно думать, что длительное и максимальное накопление тепла под сиалическим ядром привело на последнем этапе (1.7 - 2.0 млрд. лет) не только к тепломассопереносу во внешнюю часть нуклеара, но и к тепловому прорыву во внутренней части этой структуры. В результате этого в верхние горизонты литосферы по зонам рассеянной проницаемости устремился "сухой" высокотемпературный поток, что способствовало нарушению первичных изотопных систем в гранулитовых комплексах и выплавлению анатектоидных аляскитовых гранитов и чарнокитов в обстановке, близкой к синколлизийной. Не исключено, что материалом для формирования этих гранитоидов, слагающих, как было отмечено выше, рассеянные мелкие тела, небольшие массивы и неосому мигматитов, могли служить расплавы, образующиеся под воздействи-

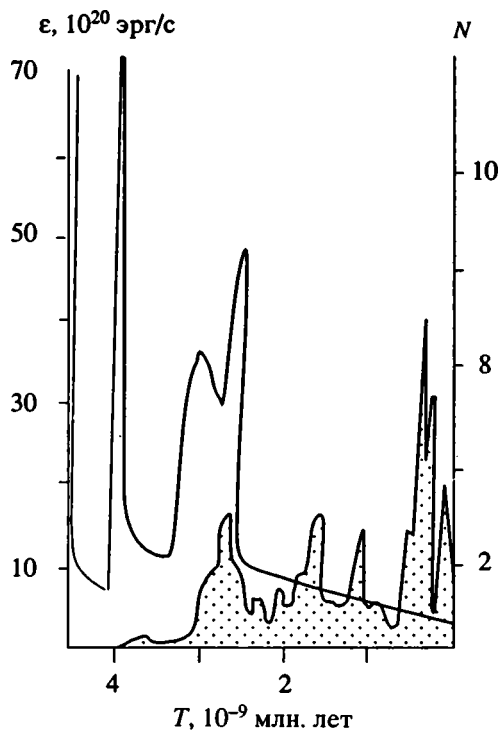


Рис. 5. Суммарная скорость выделения эндогенной энергии Земли ϵ [38] и гистограмма изотопных значений возраста магматических, метаморфических и вулканических пород [42].

N – частота встречаемости: площадь с точками – 1108 определений.

ем литостатического давления в результате механизма фильтр-прессинга из родоначальной кварцево-диоритовой магмы астеносферного слоя. По крайней мере присутствие пород габбро-анортозитовой формации в нижней коре центральной части Алданского щита не противоречит этому выводу и свидетельствует о былом существовании в подошве нуклеара астеносферного слоя с очагами магм, родоначальных для анортозитов и комплексных им гранитоидов [27].

Предлагаемая модель термотектогенеза вполне удовлетворительно объясняет причины латеральной зональности этого явления, позволяет связать генетически и парагенетически такие контрастные магматические комплексы, как анортозиты, сопутствующие им породы и разнообразные типы гранитоидов, сформировавшихся в три этапа термотектогенеза. Находят свое объяснение такие особенности, как многовариантность геодинамических обстановок формирования магматических комплексов, или такой парадокс, как совмещение на одном уровне эрозии структурно-вещественных комплексов, сформировавшихся в различных PT условиях. Действительно, анортозиты и сопутствующие им гранулиты и эклогитоподобные породы соседствуют с более древними кристаллическими комплексами, метаморфизм

которых не превышает амфиболитовой фации (слабо метаморфизованные отложения удоканской и уянской серий раннего протерозоя, поздние архейские зеленокаменные трюги, гранитогнейсовые купола, образовавшиеся в результате ремобилизации гранулитового архейского цоколя, и т.д.).

В отличие от Алданского щита во многих других регионах (например, на Канадском щите) анортозиты и сопутствующие им породы формировались в три этапа – 1.7 - 2.0; 1.4 - 1.5 и 1.0 - 1.1 млрд. лет. Примерно постоянный (0.3 - 0.5 млрд. лет) временной интервал между всплесками термотектогенеза отражает, скорее всего, время, необходимое для накопления под сиалическими ядрами мантийного тепла до критического количества, требующего быстрого теплопереноса. О ведущей роли именно мантийного тепла в процессах термотектогенеза говорит сравнение скорости выделения эндогенной энергии и гистограммы изотопных возрастов магматических и метаморфических пород (рис. 5). Видно, что основные пики магматической активности в протерозое не были связаны с источниками гравитационной (формирование ядра), приливной (влияние Луны) и радиогенной энергии, которые в сумме преобладали на самых ранних этапах развития Земли [38].

Процессы протерозойского термотектогенеза были глобальными и контролировались нуклеарной тектоникой. Действительно, если судить по анортозитам – показателям наиболее активных импульсов тектоно-термальной активности, то их размещение в мировой системе нуклеаров подчинено в основном внешним зонам этих сиалических ядер (рис. 6). При этом можно думать, что приэкваториальное положение докембрийского суперконтинента [57] было обусловлено влиянием гравитационной и приливной энергий, соответствующим положением конвективных ячеек [38] и сосредоточением в этом активном тектоническом поясе ранней Земли сиалических ядер, возникших в результате частичного плавления мантии и структурно-вещественной переработки базитовой протокры [15, 17]. Существование такого тектонически активного пояса ранней Земли, насыщенного сиалическими ядрами, в условиях длительно (1.0 - 2.0 млрд. лет) стационарного апвеллинга мантийного тепла [55] способствовало его накоплению под нуклеарами до критического количества, что способствовало расшатыванию приэкваториальной системы сиалических ядер и началу распада суперконтинента (1.7 - 2.0 млрд. лет). Дальнейшая аккреция сиалических ядер и их расхождение, сопровождавшееся взаимодействием этих структур между собой и окружающими их симатическими областями (что, несомненно, усиливало эффект коллизии), осуществлялись в докембрии по крайней мере еще дважды (1.4 - 1.5 и 1.0 - 1.1 млрд. лет). Эти периоды фиксируются такими индикаторами термотектогенеза, как анор-

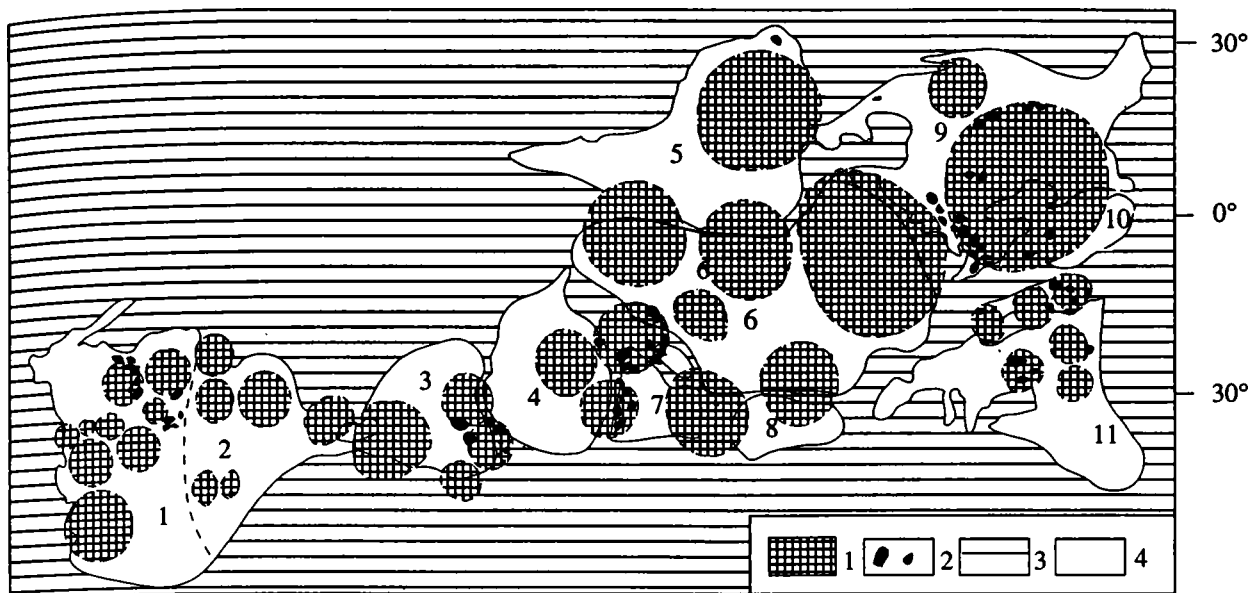


Рис. 6. Схема позднпротерозойского суперконтинента [57] (с изменениями и дополнениями).

1 – предположительные контуры нуклеаров в современных границах континентов (1 – Сибирь, 2 – Китай, 3 – Австралия, 4 – Антарктида, 5 – Южная Америка, 6 – Африка, 7 – Индия, 8 – Аравия и Иран, 9 – Северная Америка, 10 – Гренландия, 11 – Евразия); 2 – массивы анортозитов (вне масштаба); 3 – океаническая кора; 4 – нерасчлененные комплексы современной континентальной коры.

тозиты и сопутствующие им породы соответствующих возрастов. По всей видимости, гранулит-анортозитовые пояса внешних частей нуклеаров трассируют коллизионные зоны древнейших овидных микроплит. Заметим, что со временем анортозитовый магматизм неуклонно затухал. Среди многих возможных причин этого явления (истощение верхней мантии и нижней части континентальной коры, изменение ее мощности и т.д.) отметим как одну из основных перестройку конвективных ячеек и переход к качественно новому периоду в геологической истории Земли – тектонике литосферных плит фанерозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алакишин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 76 - 86.
2. Анортозиты Земли и Луны. // Отв. ред. Марков М.С., Богатиков О.А. М.: Наука, 1984. 272 с.
3. Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 85 - 99.
4. Бирюков В.М., Бирюков Е.В., Косыгин Ю.А., Чуйко В.С. Высокобарический метаморфизм в габбро-анортозитовых комплексах (на примере Каларского массива) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 362 - 367.
5. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1984. 189 с.
6. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Другова Г.М. и др. U-Pb возраст гранулитов курультинского комплекса (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 4. С. 949 - 952.
7. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л. и др. Изотопный возраст Унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 1. С. 206 - 209.
8. Бибикова Е.В., Другова Г.М., Кириозова Т.И. и др. Возраст вулканогенных пород Олондинского зеленокаменного пояса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 446 - 448.
9. Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 6. С. 1471 - 1473.
10. Брандт С.Б., Киселев Ю.В., Перминов А.В. и др. Абсолютный возраст кристаллических сланцев Алданского щита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов // Сов. геология. 1978. № 9. С. 70 - 79.
11. Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 201 с.
12. Виноградов В.И., Лейтес А.М., Буякайте М.И. и др. Rb-Sr система в породах Олекма-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления // Докл. АН СССР. 1986. Т. 237. № 2. С. 455 - 459.
13. Гаврикова С.Н., Соколовский А.К., Галанин А.В. и др. Особенности строения фундамента Становой складчатой области // Сов. геология. 1991. № 6. С. 14 - 19.
14. Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 2. С. 3 - 11.

15. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 213 с.
16. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническое положение и петрогенезис анортозитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1988. № 4. С. 37 - 43.
17. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования // Геотектоника. 1991. № 4. С. 10 - 23.
18. Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Бизунок М.Б. и др. Rb-Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олекминская гранит-зеленокаменная область) // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 110 - 126.
19. Грин Г.Х. Экспериментальные исследования генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228 - 255.
20. Дук В.М., Горохов В.И., Кицул В.И. и др. Rb-Sr возраст и генезис Усть-Иджекского массива (Центральная часть Алданского щита) // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 126 - 135.
21. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 39 - 49.
22. Кларк С.П. мл. Теплопроводность в мантии // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 555 - 561.
23. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 150 с.
24. Лепин В.С., Грабкин О.В., Колосницына Т.И. и др. Рубидий-стронциевый возраст кварцитов иенгурской серии Алданского щита // Геохимия. 1983. № 5. С. 777 - 781.
25. Моралев В.М., Глуховский М.З. Геодинамические условия формирования гранитов типа рапакиви Алданского щита // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 2. С. 412 - 416.
26. Моралев В.М., Глуховский М.З., Банковская Э.В., Петрова З.И. Изотопное датирование метабазитов архея Алданского щита Rb-Sr методом и проблема раннепротерозойского термотектогенеза // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 53 - 58.
27. Моралев В.М., Глуховский М.З., Суханов М.К. Тектонически разобщенные комлементарные комплексы (на примере раннего протерозоя Алданского щита) // Докл. АН. 1992. Т. 327. № 2. С. 104 - 109.
28. Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолов Е.С. и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района // Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7 - 22.
29. Мошкин В.Н. Тектоническая позиция анортозитовой формации Сибирской платформы и ее место в истории становления земной коры // Тектоника Сибири. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1980. С. 144 - 153.
30. Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н. и др. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 713 - 717.
31. Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Гроховский Б.М. Информативность свинцово-изохронных данных при исследовании древних метаморфических пород // Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7 - 22.
32. Павловский Е.В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. // Геотектоника. 1967. № 5. С. 68 - 89.
33. Павловский Е.В. Проблема анортозитов и гранитов рапакиви (тектонический аспект) // Изв. ВУЗ Геология и разведка. 1989. № 5. С. 3 - 18.
34. Павловский Е.В., Глуховский М.З. Проблема термотектогенеза. // Геотектоника. 1982. № 6. С. 38 - 52.
35. Прияткина Л.А., Лаврович Н.Н. Геология и возраст Каларского массива габбро-анортозитов // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. с. 144 - 162.
36. Рублев А.Г., Чухонин А.П., Неймарк Л.А., Зайцев В.С. О возрасте гранитов Кодарского массива по данным изотопных методов // Геология и минералогия докембрия региона Байкало-Амурской магистрали. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. 1981. Т. 278. С. 54 - 60.
37. Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
38. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
39. Суханов М.К. Сравнительный анализ формаций автономных анортозитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 3 - 18.
40. Суханов М.К., Ленников А.М., Журавлев Д.З. Sm-Nd радиологическое датирование Верхнеундйтканского массива автономных анортозитов. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 187 - 191.
41. Суханов М.К., Тяжелов А.Г., Журавлев Д.З. О составе, рудоносности и генезисе Геранского мангрит-анортозитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 8. С. 21 - 34.
42. Терентьев В.М., Марков К.А., Масайтис В.Л. и др. Эпохи максимальной магматической и минерогенической активности фанерозоя // Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. М.: ВИЭМС, 1991. С. 22 - 29.
43. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Ляликов А.В. Проблема возраста иенгурской серии Алданского щита // Докл. АН СССР. 1976. Т. 281. № 1. С. 169 - 172.
44. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Мельникова Г.Л. и др. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса // Геохимия. 1967. № 3. С. 198 - 215.
45. Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Проблема возраста древнейших образований Станового хребта // Геология и геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 122 - 126.
46. Угрюмов А.Н. Соотношение кристаллических комплексов архея с "базальтовым" слоем земной коры на Алданском щите // Тектоника Сибири. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1981. С. 112 - 118.
47. Хотин М.Ю., Суханов М.К. Гранулиты и анортозиты контактовой зоны Геранского массива Ста-

- нового хребта (к проблеме генезиса автономных анортозитов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 50 - 64.
48. Шербак Н.П., Бибилова Е.В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // 27 МКГ. Доклады. Т. 5. Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С. 3 - 14.
 49. Baadsgaard H., Nutman A.P., Samsonov A.U. Geochronology of the Olondo greenstone belt // 7th Int. Conf. on Geochronology, Cosmogeology and Isotope Geology. Geol. Soc. Aust. Abstr. 1990. P. 6.
 50. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. N. 1. P. 43 - 55.
 51. De La Roche M., Letterick J., Grandclude P., Marchal M. A classification of volcanic and Plutonic rocks using R_1R_2 -diagramm and major element analyses - its relationships with current nomenclature // Chem. Geol. 1980. V. 29. N. 3/4. P. 183 - 210.
 52. Gavrikova S.N., Nutman A.P., Chernyshev I.V. Geochemistry and SHRIMP U-Pb zircon Geochronology of tonalites and mafic rocks from the Gilyuy area Stanovik, USSR // Third international archean simposium. Perth. Absr. 1990. P. 127 - 130.
 53. Hapala J., Tarany Ramo O. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // Geol. Soc. of America. 1990. Sp. Paper 246. P. 275 - 286.
 54. Harris M.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision Tectonic. Geol. Soc. UK. Sp. Publ. 1986. N. 19. P. 67 - 81.
 55. Hoffman P.F. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0) // Geology. 1989. V. 17. N. 1. P. 135 - 138.
 56. Kennedi W.Q. The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode // Res. Inst. Afric. Geol. Univers. Leeds. 8th Ann. Rept. 1964. P. 48 - 49.
 57. Morel P., Irving E. Tentative Paleocontinental maps for Early Phanerozoic and Proterozoic // J. Geol. 1978. V. 86. N. 5. P. 535 - 561.
 58. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. N. 54. N. 2 - 4. P. 195 - 210.
 59. Pearce J.A. Structural analysis of major element patterns in basalts. // J. Petrol. 1976. V. 17. N. 1. P. 15 - 43.
 60. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.D. Trace element discrimination diagramma for the tectonic interpretation of granitic rocks // Intern. Petrol. 1984. V. 25. N. 1. P. 283 - 308.

Early Proterozoic Anorthosites and Granites of the Aldan Shield: Tectonic Position and Zonation of Thermotectonic Processes

M. Z. Glukhovsky, V. M. Moralev, M. K. Sukhanov

Early Proterozoic thermotectogenesis in the Aldan Shield varied from central to outer parts of the shield, which is regarded as a southern portion of one of the major nuclei of the Siberian craton. The timing of the thermotectonic reworking is determined isotopically as 1.7 to 2.2 Ga old. The proposed model of thermotectogenesis suggests it was a result of the emergence of a highly viscous layer of quartz - diorite melt at the crust/mantle boundary, and its movement towards the outer zones of the nucleus. As a result, imbrication of anorthosites and the associated rocks into shallow crustal horizons took place in a geodynamic setting of compression in the outer zones. The process was accompanied by a separation (due to filter-pressing) of complementary granite magma and emplacement of rapakivi granites under the extension stress regime.

УДК 551.243(470.1)

ВЛИЯНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ НА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ДОКЕМБРИЙСКОМ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОМ МАССИВЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОЙ ЗОНЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 1993 г. Л. Ф. Добржинская, Т. В. Молчанова

Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 25.03.92 г.

Рассмотрено вторичное перераспределение титано-магнетитовых руд в докембрийском метагаббро-анортозитовом массиве предположительно раннепротерозойского возраста и в прорывающих его субщелочных и щелочных гранитах. Проведен микроструктурный анализ силикатных фаз (кварц, амфибол, биотит), изучена история деформаций главных породообразующих минералов – плагиоклаза и пироксенов, замещенных амфиболами и биотитами в ходе регионального метаморфизма амфиболитовой фации повышенных давлений. Эти данные вместе с изучением картины перераспределения рудного вещества показывают, что титаномагнетит концентрируется в направлении систем скольжения вдоль траекторий главных касательных напряжений, а также субпараллельно трещинам скола и отрыва в зонах пластических сдвигов. В целом вторичное перераспределение руды контролируется пластическими сдвиговыми деформациями, которые достигают больших величин в зонах милонитов, определяющих главные контуры рудной залежи.

Рудоносные магматические тела габбро-анортозитовой формации широко развиты среди докембрийских образований Кольского полуострова [1]. Они представляют собой важную сырьевую базу России. Эти тела, как правило, приурочены к областям сочленения протерозойских зеленокаменных поясов с породами архейского фундамента. Не все они хорошо обнажены, и вследствие этого прогноз размещения рудных залежей на глубине часто осуществляется с помощью геофизических методов. Одним из важных вопросов при интерпретации геофизических данных является понимание структурно-вещественной анизотропии горных пород, которая находит выражение в аномальных изменениях различных физических констант. В круг этих проблем теснейшим образом вплетается вопрос о характере перераспределения рудного вещества в магматических телах под контролем пластических деформаций. Знания о таких процессах, несомненно, будут служить надежным репером при интерпретации геофизических данных, особенно на закрытых территориях, и могут полностью изменить тактику прогноза и поисков новых рудных тел.

Геологическое положение. Предметом исследования является один из габброидных массивов, расположенный между перидотит-пироксенит-габбро-норитовым массивом Федорово-Панских тундр и Цагинским габбро-анортозитовым телом. С севера в обрамлении Цагинского массива развиты гранитоиды архея и щелочные граниты, условно отнесенные к архею - протерозою (рис. 1). С юга массив Федорово-Панских тундр примыкает к вулканогенно-осадочным породам протерозой-

ского зеленокаменного пояса Имандра-Варзуга. Соотношения и возраст всех пород проблематичны, за исключением массива Федорово-Панских тундр, который был датирован Pb-Pb методом (2430 ± 30 млн. лет) [2].

Отбор образцов для исследования. Массив был пробурен на глубину 2200 м (скважина С-1, см. рис. 1) Северным филиалом Государственного предприятия ЭГГИ. Нами была рассмотрена колонна керна на всю глубину скважины и описание литостратиграфической колонки, составленной геологом В.И. Совсуняком. Были отобраны образцы с наиболее ярко проявленными деформационными текстурами вблизи и на удалении от зон сильно концентрированной и рассеянной рудной минерализацией, представленной здесь титаномагнетитом. Кроме того, был отобран керн щелочных гранитов, гранодиоритов, которые прорывают габброиды и несут следы пластических деформаций. Кажется важным рассмотреть характер деформации этих двух магматических комплексов вместе, чтобы понять возрастные взаимоотношения процессов метаморфизма, деформации и магматизма.

Комплекс щелочных гранитов - монцодиоритов. Эта группа включает породы субщелочного - щелочного ряда, отвечающие по составу гранитам, монцогранитам и монцодиоритам. Они имеют темно-серый с розоватым оттенком цвет, массивные или слабо гнейсовидные текстуры, содержат включения кристаллов калишпата. Количество темноцветных минералов в них варьирует от 10 до 40%. Слабую уплощенность темноцветных минералов создает сланцеватость S_1 , ориентирован-

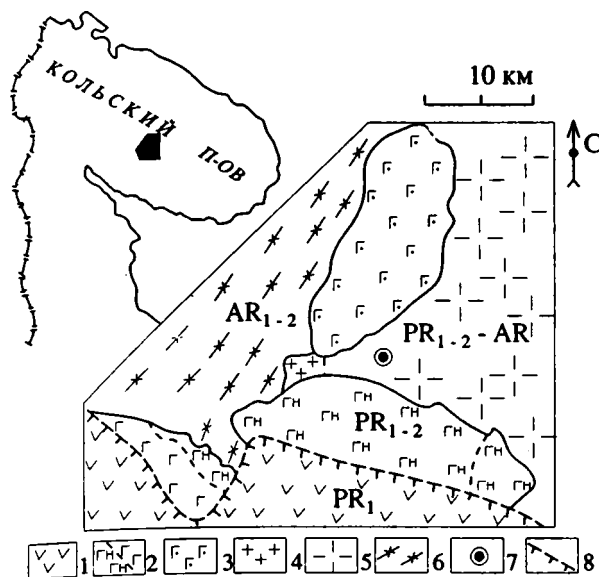


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Центрально-Кольской зоны.

1 – вулкано-осадочные образования серии Имандра-Варзуга; 2 – перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Федорова-Панского массива: а – габбро, габбро-нориты, б – перидотиты, пироксениты; 3 – габбро-анортозитовая формация Цагинского массива; 4 – комплекс щелочных гранитов Белых тундр; 5, 6 – нерасчлененный комплекс гранитоидов кислого (5), щелочного и монцитит-монцодиоритового (6) составов; 7 – положение скважины С-1 (глубина 2200 м); 8 – зона Северо-Варзугского разлома, контролирующая размещение базит-гипербазитов Центрально-Кольской зоны.

ная под углом $50^\circ - 60^\circ$ к вертикальной оси зерна. На глубине 964 м монцодиориты пересечены узкой зоной милонитов – S_2 , плоскость которой субпараллельна вертикальной оси зерна. Эта зона милонитов пересекает сланцеватость S_1 .

Структура варьирует от типичной гранитной до гранобластовой со слабой ориентировкой биотита и амфибола. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, микропертитовым калишпатом, биотитом, роговой обманкой; присутствуют сфен, цоизит, гранат, микрорклин, рудные минералы. Наличие резорбированных зерен плагиоклаза в калишпате, образование альбитовых кайм на контакте плагиоклаз-калишпат указывают на первичномагматическую природу этих пород. Реакции замещения титаномagnetита биотитом и гранатом, сфеном или амфиболом свидетельствуют о метаморфических преобразованиях всей гаммы пород в условиях метаморфизма амфиболитовой фации.

Микроструктурный анализ. Для микроструктурного анализа были выбраны образец щелочного гранита (глубина 241 м) и субщелочного монцодиорита (глубина 946 м). В первом развитии сланцеватость по биотиту и амфиболу. Крупные кристаллы калишпата и плагиоклаза содер-

жат большое количество микротрещин, кварц характеризуется волнистым погасением и широким развитием структур кинкбанд. В другом образце развита узкая зона милонитов, мезостаз которой обогащен микрозернистым кварцем, а фенокласты представлены деформированными фрагментами калишпата, плагиоклаза, амфибола и биотита. Оба шлифа были выпилены ортогонально к вертикальной оси зерна и ориентированы стрелкой относительно внутренней структуры образцов.

На столике Федорова были исследованы ориентировки $\langle c \rangle$ -осей кварца. Этот минерал очень пластичен, так как его структура удовлетворяет критерию фон Мизеса. Именно это главное свойство кварца позволяет использовать его для микроструктурного анализа, который дает важную информацию о пластических деформациях пород. Положение кристаллической решетки кварца в деформированной породе характеризуется ориентировкой его $\langle c \rangle$ -осей, т.е. $\langle 0001 \rangle$. При этом характер петроструктурных узоров $\langle c \rangle$ -осей зависит от того, какая из систем скольжения будет реализована в ходе деформации. Помимо скольжения, немаловажный вклад в деформацию кварца вносит механизм динамической рекристаллизации [7, 13].

В образце мангонита $\langle c \rangle$ -оси кварца образуют два парных максимума, расположенных по периферии диаграммы и ориентированных под углом к плоскости сланцеватости (рис. 2А). Такой узор отвечает r -типу петроструктурных узоров, формирующихся при деформации кварца в условиях температур выше 600°C и медленных скоростях деформации [7] при заметном развитии динамической рекристаллизации. При этом наиболее активное скольжение осуществляется по плоскостям положительного ромбоэдра в направлении $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ [5, 8].

В образце монцодиорита узор $\langle c \rangle$ -осей кварца, измеренных на удалении от зоны милонитов, также соответствует r -типу (см. рис. 2Б). Здесь два парных максимума расположены симметрично относительно плоскости сланцеватости (рис. 3А). Угол между этими максимумами составляет около 70° . Отмечается также незначительное рассеивание $\langle c \rangle$ -осей по дуге малого круга.

В зоне милонитов этого же образца обнаружен узор s -типа (см. рис. 2В), который согласно экспериментальным данным [11], соответствует развитию внутрикристаллической трансляции по системе $(0001) \langle 11\bar{2}0 \rangle$. Угол между максимумом $\langle c \rangle$ -осей кварца и S -поверхностью в сдвиговой зоне (см. рис. 2В, 3Б) соответствует 25° , что свидетельствует о развитии этой предпочтительной ориентировки под контролем пластической сдвиговой деформации.

Метагаббро. В интервале глубин от 1011 до 2200 м эти породы представлены кварцевым ме-

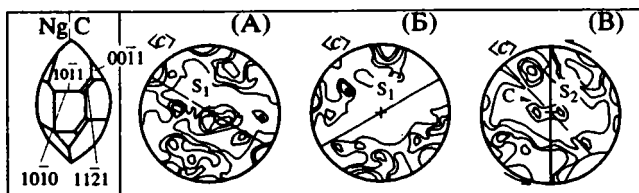


Рис. 2. Микроструктурный анализ c -осей кварца в монзоните с глубины 241 м (А) и монзодиорите с глубины 946 м (Б и В).

(А) – суммарная диаграмма 100 зерен, изолинии проведены через 1 - 2 - 3 - 5%; (Б) – диаграмма 60 зерен, измеренных на удалении от зоны милонитов, изолинии проведены через 2 - 4 - 6 - 10%; (В) – диаграмма 100 зерен из зоны милонитов, изолинии проведены через 1 - 2 - 3 - 5%. Все диаграммы построены на нижней полусфере сетки Вульфа.

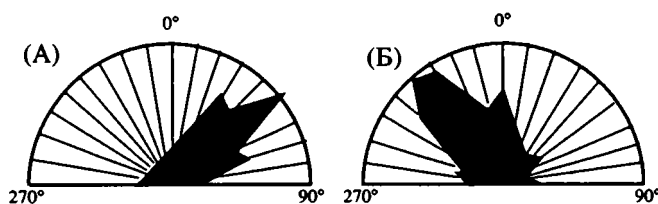


Рис. 3. Розы-диаграммы предпочтительных ориентировок удлиненных кристаллов амфиболов (А) и амфиболов вместе с кварцем (Б) для монзонитов вне зоны милонитов (А) и в пределах этой зоны (Б).

тагаббро, микрозернистым меланократовым метагаббро и метагаббро-анортозитами, среди которых присутствуют разности с рассеянной и концентрированной рудной минерализацией. На глубине 1190 м породы пересечены жилами серых субщелочных гранитов. Зоны мощных милонитов, ориентированные почти полого по отношению к вертикальной оси керна, локализируются вблизи рудного габбро. Эта тенденция сохраняется по всей колонне керна. Согласно описанию разреза по скважине, милониты располагаются в подошве и кровле рудного габбро. За пределами зон милонитов все разности метагабброидов характеризуются крупно-среднезернистой структурой, как правило, друзитового строения.

Все разности несут следы метаморфических реакций, свидетельствующих о неравномерном изменении их минерального состава в условиях амфиболитовой фации. Из первичных минералов сохраняется только плагиоклаз высокой основности (лабрадор–битовнит) и небольшие участки клинопироксена, представленного титанавгитом или диопсидом. Наиболее типичны реакции замещения: клинопироксен + плагиоклаз → амфибол + кварц; амфибол + гранат → биотит; появляется гранат в ассоциации с роговой обманкой и сфеном. Присутствие кристаллов куммингтонита позволяет рассматривать их как псевдоморфозы по гиперстену, который вместе с клинопироксенами

присутствовал в первичномагматических силикатных фазах.

Титаномagnetит формирует крупные скопления каплевидной или неправильной формы, расположенные в интерстициях между пироксенами, амфиболами и плагиоклазами. В ходе метаморфизма вокруг титаномagnetита образуются венцовые каймы граната, сфена, биотита и амфибола.

Отмеченные псевдоморфозы актинолита по пироксену (глубина 1011 м), а также последующее развитие келифиновых кайм: актинолит + титанастый рудный минерал → актинолит → гранат → амфибол синезеленый (в контакте с плагиоклазом) отвечают прогрессивному метаморфизму амфиболитовой фации повышенных давлений.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ХОДЕ ДЕФОРМАЦИИ

Особенно важным является наблюдение за поведением титаномagnetита, локализованного вблизи зон милонитов, так как именно под контролем дифференцированных напряжений рудное вещество может перераспределяться вдоль зон тектонических нарушений. В ходе этого можно ожидать изменение концентраций рудного вещества, “стекания” или рассеивания его во вмещающей матрице относительно первоначального местонахождения.

Наблюдения за конфигурацией рудных агрегатов в слабо деформированных образцах вне зон милонитов свидетельствуют о том, что рудообразование контролировалось магматическим осаждением. Однако по мере приближения к зонам милонитов крупные скопления титаномagnetита начинают растаскиваться на отдельные мелкие фрагменты, которые концентрируются в виде тонких линзочек, субсогласных с направлениями скольжения главных систем микросдвигов (рис. 4). Другая часть рудного вещества перераспределяется в виде рассеянных пылевидных скоплений, сосредоточенных как в самих зонах микросдвигов, так и между ними. Это вторичное перераспределение руды имеет определенную пространственную локализацию: часть рудных микролинз формирует узкие линейные зоны, соответствующие магистральным трещинам, отвечающим главным сколовым напряжениям (см. рис. 4).

Эта сдвиговая деформация протекала в твердопластических условиях, отвечающих региональному метаморфизму амфиболитовой фации, охватившему весь массив в целом. Об этом свидетельствуют пластические деформации силикатных фаз, которые выражены в динамической рекристаллизации плагиоклазов, приводящей к полигонизации. Полигонизация плагиоклазов, наряду с возникновением субзернистых структур, особенно ярко проявлена вдоль направлений главных сколовых напряжений общей системы сдвига (см. рис. 4). Кроме того, часть рудного вещества

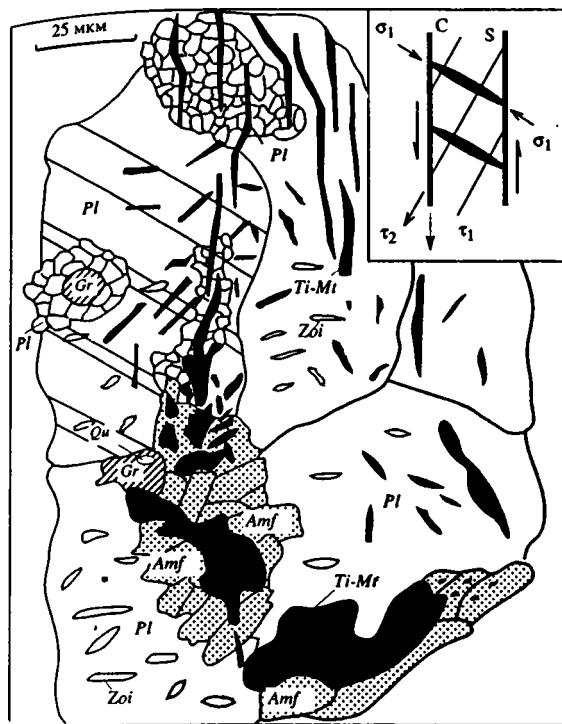


Рис. 4. Характер микростроения рудного метагаббро вблизи зоны милонитов (зарисовка шлифа).

На врезке показана система сколовых и нормальных направлений, формирующихся в условиях левостороннего сдвига. Минералы: *Pl* – плагиоклаз, *Qu* – кварц, *Amf* – амфибол, *Ti-Mt* – титаномагнетит, *Gr* – гранат, *Zoi* – цоизит.

перераспределяется вдоль двойниковых швов высокоосновных плагиоклазов и в направлениях, ориентированных под углом 45° к ним (см. рис. 4). Отмечаются также скопления рудных агрегатов внутри амфиболов (по типу сагенитовой решетки), что свидетельствует об образовании менее железистых амфиболов за счет пироксенов в ходе метаморфизма. Рудное вещество в виде тонких линз перераспределяется также внутри граната вдоль зон внутренних микротрещин. Вся эта картина вторичной концентрации рудного вещества, имеющая разную морфологию, указывает тем не менее на единство двух процессов – пластической деформации и метаморфизма. Именно эти процессы обеспечивают подвижность рудного компонента в твердопластическом состоянии и контролируют его перемещение и локализацию то в зоны высокой концентрации дислокаций, то вдоль кристаллографических направлений наибольшей анизотропии в решетке деформированных кристаллов.

Микроструктурный анализ метагаббро. Для того чтобы оценить степень деформации метагабброидов, мы изучили характер предпочтительных ориентировок минералов силикатных фаз за пределами зон милонитов и непосредственно внутри них.

Деформации метагаббро за пределами зон милонитов. Плагиоклаз является наиболее распространенным минералом, содержание которого в габбро варьирует от 60 до 80%. Плагиоклазы имеют сложную кристаллическую структуру, определяющую их высокую прочность в отношении деформации. Обычно плагиоклаз реагирует на деформацию путем динамической рекристаллизации. В ходе экспериментов в интервале температур $700 - 800^\circ\text{C}$ [4, 12] в плагиоклазах наблюдались системы скольжения $(010) [100]$, механическое двойникование и катаклаз.

Элементы твердопластической деформации присутствуют во всех изученных образцах. Это – концентрации рудного вещества вдоль плоскостей спайности и двойниковых швов, свидетельствующие о формировании хрупких микроразрывов в этих направлениях. Такие микроразрывы, заполненные перемещенным рудным веществом, можно рассматривать как результат внутренних напряжений, реализованных в отдельных зернах при неблагоприятной ориентировке плагиоклазов по отношению к общему стрессу, приложенному ко всему объему пород. Широко развиты механические двойники по периклиновому и альбитовому законам. В зонах формирования механических двойников локализуется большое число микросдвигов, отражающих то, что двойники представлены упругими структурами.

Хотя плагиоклаз обнаруживает следы пластических деформаций практически во всех изученных шлифах, этот минерал трудно использовать для микроструктурного анализа. Угол между осями индикатрисы и кристаллографическими осями варьирует в широких пределах в зависимости от состава плагиоклаза. Это означает, что, помимо измерения осей индикатрисы, в каждом зерне нужно было бы определять его состав.

Второй метод измерения кристаллографических направлений в индивидах с пересекающейся спайностью может быть использован независимо от вариаций состава плагиоклаза. Однако вероятность обнаружения в пределах шлифа подходящих сечений в достаточном количестве, необходимым для статистической обработки, ничтожно мала. Все это затрудняет использование плагиоклаза для изучения предпочтительных ориентировок, хотя именно этот минерал определяет способность метагаббро к пластическому течению.

Для микроструктурного анализа мы использовали амфибол и кварц. Амфибол представлен роговой обманкой, характеризующейся моноклинной симметрией. В амфиболе развивается лишь одна система скольжения $(100) [001]$, при сдвиге вдоль которой кремнекислородные связи остаются ненарушенными [9, 10]. В то же время амфибол способен реагировать на деформацию путем двойникования и вращения. Диаграммы всех трех осей индикатрисы амфибола из образца массивного метагаббро (глубина 1800 м) показывают от-

существование четкой ориентировки (рис. 5А). Тем не менее анализ диаграмм говорит о том, что большинство осей Ng концентрируется вдоль плоскости S_2 (рис. 6А), создавая слабое поле рассеивания в виде пояса. Можно полагать, что удлинение тех зерен амфибола, максимумы осей Ng которых лежат на дуге большого круга, совпадают с направлением главных плоскостей скалывания сдвиговой зоны S_2 . Остальные зерна амфибола либо испытывают тенденцию к этой же ориентировке, либо хаотически рассеяны в поле диаграммы. Оси Np и Nm амфиболов обнаруживают взаимноперпендикулярное положение одна относительно другой, создавая максимумы в центре диаграммы (Nm) и по ее периферии (Np) на фоне широкого рассеивания одноименных осей индикаторсы недеформированных кристаллов (см. рис. 5А).

Кварц в разных количествах присутствует почти во всех разновидностях метагабброидов и, с нашей точки зрения, является продуктом метаморфических реакций. Именно поэтому кварц может быть использован здесь как индикатор пластических деформаций, протекавших в ходе регионального метаморфизма. Нами был исследован кварц из образцов метагаббро разных уровней глубинности – 1792 и 1015 м. На диаграмме (с)-осей кварца (см. рис. 5В) из крупнозернистого рудного габбро (глубина 1792 м) выявлен четкий узор поясового типа. Пояс ориентирован перпендикулярно к плоскости сланцеватости. Эта сланцеватость имеет четкое выражение на розе-диаграмме (см. рис. 6Г), построенной по замерам ориентировки биотита и амфибола в плоскости шлифа. Здесь биотит и амфибол дают два максимума, соответствующих 300° и 330° соответственно, что может свидетельствовать либо о разных пластических свойствах этих минералов, либо о тенденции к заложению сланцеватости по системе плоскостей S и C сдвиговой зоны. Если принять последнюю модель, которая наиболее близка к природным наблюдениям, то плоскости сланцеватости, соответствующие обоим максимумам на розе-диаграмме, действительно отражают положение S - и C -поверхностей. При этом плоскость C ориентирована перпендикулярно большедуговому поясу (с)-осей кварца, а плоскость S составляет с последним угол в 60° (см. рис. 5Г). Геометрия S - и C -плоскостей и пояса (с)-осей кварца показывает, что формирование предпочтительной ориентировки кварца осуществлялось в режиме левостороннего сдвига.

В среднезернистом габбро (глубина 1015 м) (с)-оси кварца также обнаруживают большедуговой пояс (см. рис. 5В), ориентированный перпендикулярно к плоскости сланцеватости S_2 , сформированной уплощенными зернами амфибола и пластинками биотита (см. рис. 6В). В то же время общая текстура породы в этом образце сохраняет массивное строение, а большинство зерен кварца характеризуется либо изометричной, либо полигональной формой границ. Следовательно, поясо-

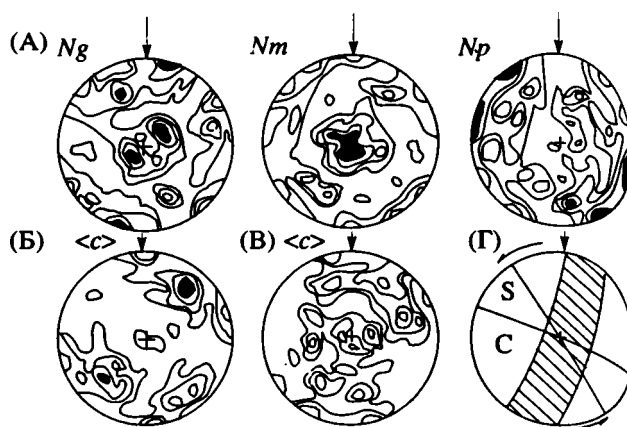


Рис. 5. Микроструктурный анализ амфибола (А) и кварца (В и В) из метагабброидов, удаленных от зон милонитов.

(А) – глубина 1800 м, (Б) – 1015 м и (В) – 1792 м. Шлифы выпилены перпендикулярно вертикальной оси зерна и ориентированы относительно внутренней структуры образца. Все построения выполнены на нижней полусфере сетки Вульфа по 100 зернам. Изолинии проведены через 1 - 2 - 3 - 5%. На диаграмме (Г) показаны геометрические соотношения S - C -плоскостей левостороннего сдвига и большедугового пояса (с)-осей кварца.

вое распределение (с)-осей кварца может быть проинтерпретировано здесь как эффект роста не-област в поле напряжения под контролем механизма динамической рекристаллизации.

Метагаббро в зоне милонитов. Милониты представлены тонкополосчатыми динамосланцами, строение которых определяется чередованием тонких прерывистых полос, сложенных деформированными пироксенами, иногда полностью замещенными ассоциацией минералов: гранат + роговая обманка ± биотит ± кварц ± эпидот. Эта прерывистая меланократовая полосчатость контрастно выделяется на фоне лейкократовой матрицы, представленной мелкозернистыми плагиоклазами варьирующего состава, цоизитом и кварцем. Милониты характеризуются типичным для них двухчленным строением. В них сочетаются мелкозернистая кристаллобластическая структура мезостаза и катакластическая структура, сформированная фенокластами единичных зерен пироксенов и высокоосновных плагиоклазов исходной матрицы. Фенокласты плагиоклаза, представленные реликтовыми зернами первично магматического плагиоклаза, сохраняют высокую основность в их центральных частях (70% Al). По периферии таких фенокласт основность плагиоклаза соответствует 50 - 52% Al . Плагиоклазы из мезостаза представлены мелкими полигональными формами. Их морфология и характер границ зерен свидетельствуют о деформации, контролируемой механизмом динамической рекри-

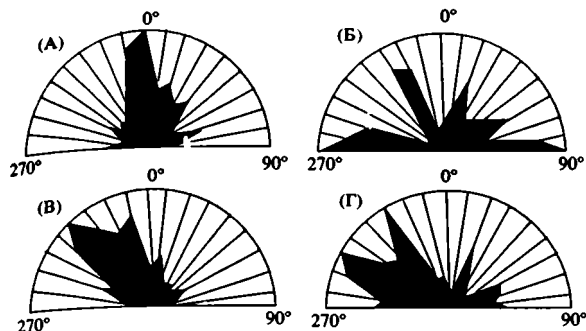


Рис. 6. Розы-диаграммы предпочтительных ориентировок минералов в метагабброидах, удаленных от зон милонитов.

(А), (Б) – 1800 м, (В) – 1015 м, (Г) – 1792 м. (А) – титаномагнетит, (Б) – цоизит, (В), (Г) – биотит и амфибол.

таллизации. Состав таких плагиоклазов варьирует от 50 до 60% *Al*.

Особенности текстуры милонитов указывают на их принадлежность к L - S -типу тектонитов. Судя по положению вертикальной оси зерна, можно предполагать, что зоны мощных милонитов в метагаббро ориентированы в субгоризонтальной или слабо наклонной к земной поверхности плоскости.

Для микроструктурного анализа были вырезаны ориентированные шлифы в сечении XZ (глубина 1706 м) и XY (глубина 1708.5 м). В качестве наиболее благоприятных для микроструктурного анализа выбраны биотит (глубина 1706 м) и амфибол (глубина 1708.5 м).

Биотит – минерал моноклинной сингонии, в котором наиболее активно происходит внутрикристаллическая трансляция по плоскости (001) в направлении [100] [3, 6, 11]. Все три петроструктурные диаграммы (рис. 7А) указывают на весьма совершенную предпочтительную ориентировку осей индикатрисы. При этом плоскость базопинакоида (001) ориентирована под небольшим углом к плоскости S_2 – около 25° . Кристаллографические оси $\langle c \rangle$ расположены перпендикулярно к (001) и составляют угол 65° с плоскостью сланцеватости S_2 и линейностью L_2 .

Ось индикатрисы Ng , с помощью которой восстановлена кристаллографическая ось [100], расположена под углом 20° - 25° к линейности растяжения и к плоскости сланцеватости. Поскольку скольжение в биотите осуществляется по системе (001) [100] и ось [100] практически совпадает с положением линейности L_2 , мы получаем согласованную картину тектонических движений и внутрикристаллического скольжения в зоне милонитов.

Рудное вещество при этом перераспределяется наиболее активно в направлениях, перпендикулярных к линейности растяжения, выполняя, по видимому, зоны микроразрывов. Эти последние

соответствуют положению трещин отрыва в системе сдвига (см. рис. 4).

Амфибол в исследованном образце обнаруживает весьма совершенную ориентировку по форме зерен. Из диаграммы осей индикатрисы (см. рис. 7Б) видно, что оси Ng формируют по два максимума, расположенных симметрично относительно минеральной линейности. Угол между осью Ng , совпадающей с удлинением минерала, и макроскопической линейностью составляет 15° . Такая симметрия в расположении максимумов $\langle c \rangle$ -осей амфиболов по отношению к минеральной линейности L_2 и сланцеватости S_2 свидетельствует о присутствии вращательных движений в ходе сдвиговой деформации.

Максимумы двух других осей индикатрисы Nm и Np ориентированы перпендикулярно и параллельно плоскости сланцеватости соответственно, что позволяет сделать вывод о том, что амфиболы испытали пластическую деформацию путем внутрикристаллической трансляции по системе скольжения (100) [001].

Обсуждение. Изученное тело габбро-анортозитов, которое является, по-видимому, нескрытой частью Цагинского массива, метаморфизовано в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации и несет следы пластических деформаций. Эти деформации протекали под контролем пластических сдвигов с субгоризонтальной или наклонной (около 30° - 40°) плоскостью сместителя. Габбро-анортозиты характеризуются титаномагнетитовой минерализацией. Часть титаномагнетита рассеяна в виде отдельных осажденных во время магматической кристаллизации вкрапленников практически по всей глубине колонны зерна. Другая часть титаномагнетита формирует более сконцентрированные скопления в прослоях рудного габбро. Существующая закономерная приуроченность “горизонтов” рудного габбро к зонам милонитов тесно связана с перераспределением рудного вещества вдоль трещин скола и отрыва в единой системе левостороннего сдвига. Это позволяет предположить, что повышенная концентрация титаномагнетита в “слоях” метагаббро, ограниченного сверху и снизу по разрезу зонами мощных милонитов, отражает вторичное перераспределение руды и ее “стекание” в зоны высокой концентрации дислокаций под контролем дифференциальных напряжений.

Пространственное положение предпочтительных ориентировок минералов (амфибола, биотита и кварца) обнаруживает согласованную картину с характером перераспределения рудного вещества, осуществлявшегося под контролем деформации простого сдвига в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Это позволяет предполагать, что вторичная концентрация рудных компонентов может усилить локальную анизотропию физических свойств де-

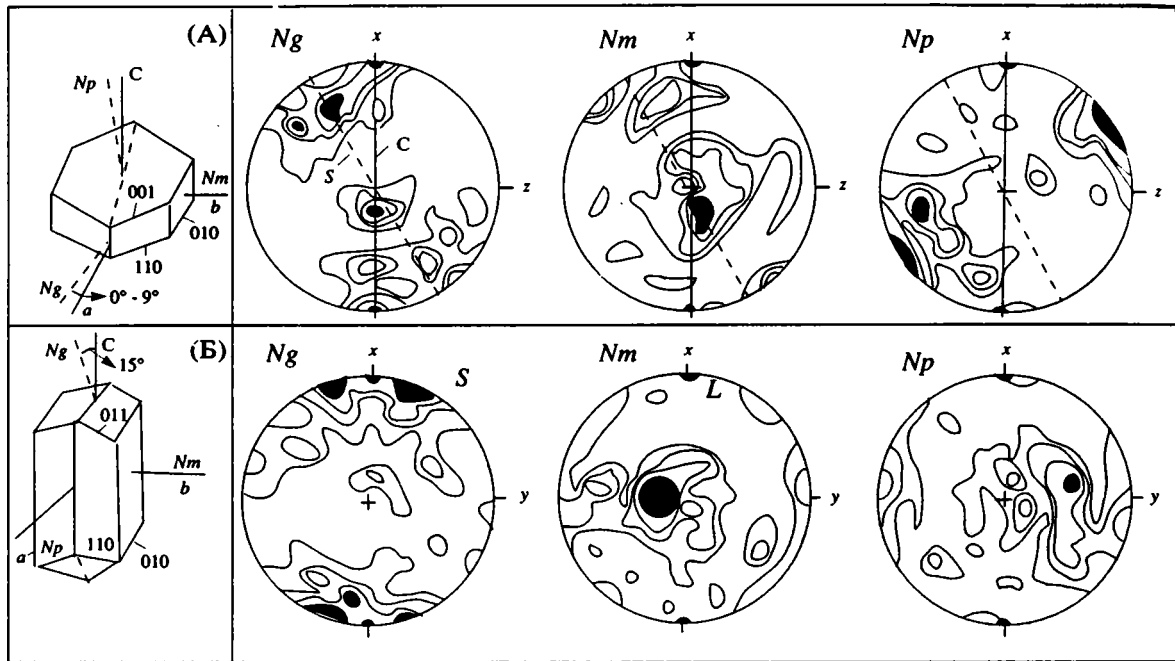


Рис. 7. Микроструктурный анализ биотита (А) и амфибола (Б) из мионитизированных метагабброидов.

Глубина 1706 - 1708.5 м. Все построения выполнены на нижней полусфере сетки Вульфа по 100 зернам. Изолинии проведены через 1 - 2 - 3 - 5%.

формированного метагаббро, особенно вдоль зон милонитов. В свою очередь, высокая анизотропия этих тектонизированных разностей, по-видимому, приводит к аномальному изменению многих геофизических констант, особенно магнитометрических, по сравнению с таковыми в слабдеформированных аналогах метагаббро, содержащих рассеянные руды.

Сходные деформации обнаружены в теле щелочных гранитов - монцодиоритов, расположенных гипсометрически выше габброидов. Эти породы несут следы деформаций, запечатленных в узоре $\langle c \rangle$ -осей кварца, отвечающем r -типу. Узоры такого типа образуются в процессе высокотемпературной (600°C) деформации. В узких зонах милонитов при этом формируется другой, поясовой, тип узора $\langle c \rangle$ -осей кварца, который весьма характерен для сдвиговой деформации.

На глубине 1190 м колонной керны вскрыта жила щелочных гранитов, пересекающая габброиды и испытавшая совместно с ними метаморфизм амфиболитовой фации, о чем свидетельствуют замещения плагиоклаза цоизитом, раскисление основных - средних плагиоклазов, замещение рудных компонентов сфеном и биотитом. Это позволяет предположить, что комплекс щелочных гранитов и ассоциирующих с ними монцодиоритов внедрился после формирования габброидов, но до наложения на них регионального метаморфизма и сопутствующих деформаций. Последнее подтверждается обнаружением сходных деформационных структур, запечатленных как в

комплексе щелочных гранитов - монцодиоритов, так и в габброидах.

Присутствие предпочтительных ориентировок $\langle c \rangle$ -осей кварца, отвечающих узору r -типа, свидетельствует о том, что тело щелочных гранитов - монцодиоритов было деформировано в твердопластическом состоянии, после их раскristаллизации, когда все порообразующие минералы приобрели прочные связи на границах зерен. Более поздние деформации этих пород выражены в развитии левосторонних сдвигов, которые последовали, по-видимому, сразу же за твердопластическим течением раннего этапа и сопровождались постепенным падением температуры регионального теплового потока. Зоны полупластических сдвигов выступали как тектонически ослабленные участки породы, где происходила циркуляция обогащенных кремнекислотой флюидов и растворов.

Выводы. 1. Массив габброидов, вскрытый скважиной С-1, относится к классу габбро-анортоситов с титаномagnetитовой минерализацией, метаморфизован в условиях амфиболитовой фации и несет следы неоднородных пластических деформаций, контролировавшихся простым сдвигом с субгоризонтальной плоскостью сместителя.

2. Комплекс щелочных гранитов - монцодиоритов интродировал габбро и вместе с ним был охвачен процессами единого регионального метаморфизма, сопровождавшегося пластическими и

полупластическими деформациями единого тектонического плана.

3. Скорее всего, первичное рудное вещество было сконцентрировано в пределах отдельных кумулятивных прослоев габбро-анортозитового тела. Вторичное перераспределение титаномагнетитовых руд контролировалось пластическими сдвиговыми деформациями, которые достигают больших величин в зонах милонитов, пространственно ассоциирующихся с горизонтами рудного габбро.

4. Рудные компоненты во время деформации "стекаются" и концентрируются в направлениях систем скольжения вдоль траекторий главных касательных напряжений, а также занимают положение, субпараллельное трещинам отрыва и склона в зонах пластических сдвигов.

5. Вторичная концентрация руд вместе с высокой степенью деформации ассоциирующихся с ними силикатных фаз может усиливать локальную анизотропию физических свойств деформированных метагабброидов, которая, в свою очередь, найдет выражение в аномальных изменениях различных геофизических констант, особенно магнитометрических, по сравнению с таковыми в слабдеформированных разностях.

Эта работа была выполнена в рамках проекта "Кинематика рудномагматических систем Центрально-Кольского района" при финансовой поддержке Государственного предприятия эколого-геофизических исследований (г. Санкт-Петербург). Авторы благодарны Л.Л. Тарновецкому, В.К. Сороханову и В.И. Совсуняку за предоставление материалов по бурению скважины С-1 и обсуждение рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов М.М., Докучаева В.С., Смолькин В.Ф. и др. Основные формационные типы базит-гипербазитов северо-восточной части Балтийского щита (периодизация и особенности размещения) // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты: КолФАН СССР, 1985. С. 3 - 15.
2. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Обухова Л.Я. и др. Комплексное исследование медно-никелевых руд Кольского полуострова методами изотопной геохимии (Pb, S, He, Ar, Sr). VIII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам. Тезисы докладов. М.: Наука, 1980. С. 18 - 20.
3. Borg J.Y., Handin Y.W. Experimental deformation of crystalline rocks // *Tectonophysics*. 1966. V. 314. P. 249 - 368.
4. Borg J.Y., Heard H.C. Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclase // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. V. 23. P. 128 - 135.
5. Carter N.L. Static deformation of silica and silicates // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 5514 - 5540.
6. Etheridge M.A., Hobbs B.E., Paterson M.S. Experimental deformation of single crystals of biotite // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. V. 38. P. 21 - 36.
7. Green H.W., Griggs D.T., Christie J.M. Synthectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates // *Experimental and natural rock deformation*. Springer, 1970. P. 272 - 335.
8. Hobbs B.E., McLaren A.S., Paterson M.S. Plasticity of single crystals of synthetic quartz // *Geophys. Monogr.* 1972. V. 16. P. 29 - 53.
9. Ronney T.P., Riecker R.E. Experimental deformation of hornblende and amphibolite // *AF Cambridge Res. Lab. Environ. Res. Pap.* 1969. V. 299. P. 1 - 24.
10. Rooney T.P., Riecker R.E. Constant strain rate deformation of amphibole minerals // *AF Cambridge Res. Lab. Environ. Res. Pap.* 1973. V. 430. P. 1 - 35.
11. Schneider M. Shock induced mechanical deformation in biotites from crystalline rocks of the Reis crater (Southern Germany) // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1972. V. 37. P. 75 - 85.
12. Seifert K.E. Strength of Adirondack anorthosite at elevated temperatures and pressures // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. V. 80. P. 2053 - 2059.
13. Tulliss J.A., Christie J.M., Griggs D.T. Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. V. 84. P. 297 - 314.

Рецензент: В.И. Коваленко

Effect of Deformations on the Redistribution of Ore Substance in Precambrian Gabbro-Anorthosite Mass of the Central Kolinsky Zone (Baltic Shield)

L. F. Dobrzhinetskaya, T. V. Molchanova

The secondary redistribution of titanium-magnetite ores in a Precambrian metagabbro-anorthosite mass of presumably an Early Proterozoic age and in protruding subalkaline and alkaline granites is considered. The microstructure of silicate phases (quartz, amphibole, biotite) is analyzed. The history of deformation is studied for the main rock-forming minerals, plagioclase and pyroxenes, which have been replaced by amphiboles and biotites in the course of regional metamorphism of amphibolite facies of elevated pressures. These data, together with the pattern of redistribution of the ore substance, show that concentration of titanium-magnetite ores occurs predominantly (i) in the direction of sliding systems along the trajectories of principal tangential stresses and (ii) subparallel to cleavage and breakage cracks in the zones of plastic shears. The general pattern of secondary ore redistribution is controlled by plastic shear deformations which may reach high levels in the zones of milonites determining the main contours of the ore body.

УДК 551.24(234.9)

ГИПОТЕЗА АДВЕКЦИИ И СТРУКТУРА ЯДЕРНОЙ ЧАСТИ ИНВЕРСИОННЫХ АНТИКЛИНОРИЕВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 1993 г. В. Н. Шолпо

Институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 16.03.92 г.

Для проверки гипотезы глубинного диапиризма необходимы исследования поведения нижних частей разреза доинверсионного комплекса осадков и их фундамента. В ядрах антиклинориев Большого Кавказа обнажены пачки кварцитов, представляющие основание юрского разреза. Наблюдается интенсивное горизонтальное сжатие и вертикальное растяжение этих толщ. Кроме того, кварциты фундамента образуют конформную антиклинорную структуру с вышележащими аспидными сланцами. Очевидно, в зависимости от своих физических свойств (жесткости, пластичности, вязкости) и силы сцепления образований фундамента с осадочными толщами кристаллические породы в той или иной мере вовлекаются в процесс адвекции.

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В 60-х годах впервые высказана идея, что основной причиной образования полной складчатости в осевой зоне геосинклинальных областей является процесс глубинного диапиризма, вызванный инверсией плотностей – разуплотнением, возникающим в нижней части доинверсионного комплекса осадков [1, 6, 12]. Основой для формулирования этой идеи послужили фактические данные по структуре осевой зоны Большого Кавказа.

Представления о глубинном диапиризме привели к изменению подхода к проблеме складкообразования. Дискуссии по этому поводу вышли на совершенно иной уровень: если раньше существование противоречий сводилось к вопросу о примате горизонтальных либо вертикальных сил, внешних по отношению к складчатой области, то теперь проблема происхождения складчатости формулировалась совершенно иначе. Согласно прежним представлениям объем пород, составляющих складчатую область, подвергался воздействию внешних сил – горизонтальных или вертикальных. Причиной деформаций в гипотезе глубинного диапиризма становились объемные распределенные силы, возникающие внутри деформируемого объема пород. Теперь следовало различать в складчатой области объемы пород, деформировавшихся под воздействием внутренних объемных сил, и те комплексы пород, которые подвергаются воздействию этого “активного” объема и деформируются как бы по прежним схемам, т.е. в результате действия внешних сил. Возникает представление об “активной” и “пассивной” деформации, источники и движущие силы которой заключены внутри развивающейся складчатой области.

Это обстоятельство в совокупности с тем, что неустойчивость, порождаяемая инверсией плот-

ностей, в своей основе имеет неравномерность теплового потока в поле гравитационных сил, а оба эти фактора действуют вдоль радиуса Земли и в земной коре направлены вертикально, породило превратное отношение к гипотезе глубинного диапиризма, как к попытке утвердить в проблеме складкообразования примат вертикальных сил. Такое понимание гипотезы совершенно неверно, хотя и оправдано психологически. Горизонтальные воздействия и напряжения возникают и развиваются в новой схеме вполне закономерно и не теряют своего значения. Однако вертикальная направленность теплового потока и гравитационных сил не подвергается сомнению, а именно на этом и основана концепция глубинного диапиризма.

Идея глубинного диапиризма продолжала развиваться, подкрепляясь новыми данными, и в конечном счете нашла свое место в более обобщенной гипотезе адвекции [2, 3, 4, 5, 14]. Она может претендовать на объяснение широкого спектра процессов структурообразования и эволюции вещества в тектоносфере. Представления об адвекции опираются не только на структурные данные, которые явились основой зарождения идеи, но также на анализ истории геологического развития области, на место и характер магматизма в процессе эволюции и метаморфические преобразования вещества в доинверсионных комплексах осадков. Органичное соединение этих процессов в неразрывную и взаимосвязанную триаду, прежде рассматривавшихся, как отдельные, часто независимые проявления эндогенной энергии, произошло в адвективной гипотезе. Складкообразование оказывается особым динамическим состоянием верхних частей литосферы, соответствующим закономерно наступающей стадии развития геосинклинального режима. В настоящее время гипотеза адвекции (именно гипотеза)

наилучшим образом непротиворечиво увязывает в единую модель данные о современной структуре, истории геологического развития, процессах метаморфизма и магматизма, имевших место в складчатых областях.

Не следует понимать эти утверждения как констатацию конечного результата, который можно принять за непреложную истину. Остается и возникает вновь немало вопросов, которые требуют своего решения. Гипотеза совершенствуется и нуждается в проверке на каждом новом этапе своего развития.

Один из важных вопросов – поведение нижних частей разреза доинверсионных отложений и подстилающего его фундамента, участие и роль этих комплексов в деформациях. Иными словами, проблема сводится к поискам дна глубинного диапира.

К сожалению, в зонах развития полной складчатости, в осевой части инверсионных антиклинорий не так уж много достаточно обнаженных мест, где можно с необходимой детальностью одновременно наблюдать деформации и в чехле и в фундаменте.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

К местам, где обнажены нижние части альпийского комплекса осадков и видны соотношения с более верхними частями разреза, в мегантиклинории Большого Кавказа относятся бассейны рек Стори, Алазань и Асса (верховья) на Восточном Кавказе, Сванетия и бассейны рек Кодори и Гумиста на Центральном и Северо-Западном Кавказе.

Ущелье Стори, располагающееся на южном склоне восточной части Большого Кавказа, пересекает в своем среднем течении ядро антиклинория Главного хребта, сложенного аспидно-сланцевой формацией нижнего и среднего лейаса. Нижнюю часть разреза составляют пачки кварцитов, в таком объеме в пределах Восточного Кавказа нигде не обнажающиеся. Тем самым по ущелью Стори представляется возможность наблюдать структуру нижней части доинверсионного комплекса осадков (рис. 1).

Ширина выхода кварцитов по ущелью Стори составляет 4 км. С севера и с юга кварциты обрамлены полосами аспидных сланцев, которые имеют с ядром субвертикальные разломные контакты, представленные зонами, шириной в первые сотни метров (200 - 300 м – северный разлом, до 500 м – южный). Здесь породы брекчированы, развальцованы, в равной мере присутствуют как фрагменты кварцитов, так и аспидных сланцев. Обе зоны разломов сильно ожелезнены и выделяются интенсивным ржаво-рыжим цветом, маркирующим ориентировку разломов в скальных, почти вертикальных, стенках ущелья. Северная зона круто наклонна к югу, южная – к северу, что

определяет общую веерообразную структуру ядра (рис. 1).

Пачки кварцитов разбиты многочисленными мелкими разломами субвертикальной ориентировки и интенсивно будинированы. Крупные линзы достигают 7 - 8 м в длину при ширине в утолщенной части 2 - 2.5 м. В этих условиях невозможно уверенно наблюдать поверхности напластования, а без этого не составить ясного представления о первичной структуре кварцитового ядра. Вся толща несет следы интенсивного горизонтального раздавливания и растяжения в вертикальном направлении. Хотя поверхности напластования сохранились фрагментарно, структура ядра обнаруживает определенную упорядоченность и даже симметрию. Ориентировка мелких разрывов, осложняющих ядро, и длинных осей будин создает веерообразную структуру, которую подчеркивают краевые разрывы, отделяющие ядро от сланцевой толщи. В осевой части линейные элементы ориентированы вертикально, а в краевых частях они наклоняются к северу на южном крыле и к югу – на северном. Сливные кварциты разделены пачками кварц-серицитовых сланцев, ориентировка которых согласна с преобладающим наклоном длинных осей будин и разрывов. Частота таких зон рассланцевания нарастает от краев выхода кварцитов к центру. В краевых частях встречаются отдельные сланцевые пакеты, мощностью до 1 м. По мере продвижения к осевой части зоны таких сланцев возрастают в числе, а в их повторяемости появляется некоторая ритмичность – 2 - 3 м. Постепенно южный наклон всей толщи сменяется вертикальным и на этом участке частота кварц-серицитовых сланцев оказывается наибольшей. Затем, после пересечения центральной части выхода кварцитов, наклон становится крутым северным, а зоны рассланцевания постепенно становятся все более редкими, и, наконец, исчезают совсем.

Таким образом, наблюдается определенная симметрия структуры кварцитов, дающих веерообразное разваливание ориентировки будин, разломов и тех остатков слоистости, которые удается наблюдать.

Симметрия подчеркивается также тем, что и с юга выход кварцитов ограничен мощной (до 0.5 км по ширине) зоной разлома, отмеченной сильным ожелезнением, обожженностью пород, зонами брекчирования и растирания, круто наклоненными к северу. При приближении к разлому в кварцитах появляются отдельные прослои черных аспидных сланцев. Они развальцованы, раздавлены и залегают в соответствии с общим крутым падением всех пачек на север. За зоной разлома кварциты больше не появляются и толщи лейаса представлены черными аспидными сланцами, лишь местами переслаивающимися с тонкими слоями алевролитов. Именно в этих пачках удается увидеть мелкую килевидную и изо-

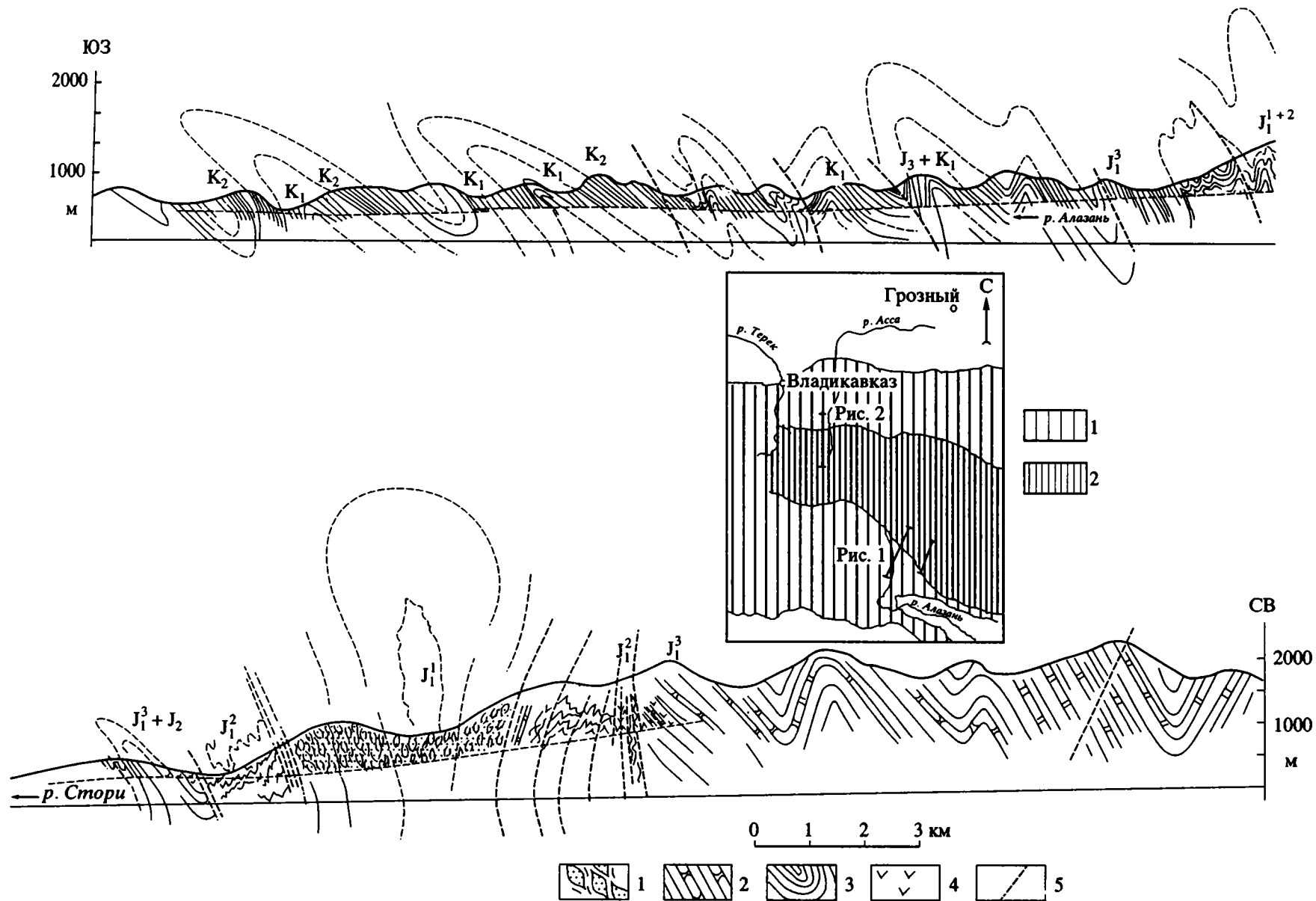


Рис. 1. Структурные профили через антиклинорий Главного хребта в бассейнах рек Стори и Алазань (южный склон Б. Кавказа).

1 – линзы кварцитов, серицитовые сланцы нижнего лейаса; 2 – аспидные сланцы, песчаники среднего и верхнего лейаса; 3 – флишевые толщи южного склона; 4 – диабазы; 5 – разломы. На врезке: 1 – крылья мегантиклинория Б. Кавказа, сложенные верхней частью мезозойского разреза, 2 – ядро мегантиклинория, образованное аспидно-сланцевой толщей низов юры.

клинальную складчатость опрокинутую к югу, а местами с крутыми до (60°) наклонами шарниров на восток.

Аспидно-сланцевая толща южного крыла имеет выход шириной около 1.5 км. По разлому интенсивно раздавленная аспидно-сланцевая толща срезается и дальше к югу в ущелье Стори выходят песчано-сланцевые толщи верхнего лейаса и вулканогенные пачки средней юры (?), смятые в обычную для южного склона Большого Кавказа опрокинутую на юг складчатость.

Таким образом, в ущелье Стори удается наблюдать не только структуру наиболее древних толщ юрского альпийского комплекса осадков, но и строение их обрамления. Характерно, что границы между разными комплексами пород тектонические, а зоны разломов большей или меньшей мощности подчеркивают веерообразное строение всей структуры.

Структура осевой зоны антиклинория Главного хребта в ущелье Стори выглядит типичным ядром выжимания, в котором из-за развальцованности и раздавленности пород не остается следов прежней складчатой структуры. Существование в центральной части кварцитов зоны вертикальной ориентировки линейных элементов и общая симметрия строения позволяют думать, что выход кварцитов соответствует ядру крупной антиклинали, которая и составляет осевую зону антиклинория Главного хребта.

Ширина выхода кварцитов по ущелью Стори составляет примерно 4 км. Исключительная деформированность, раздавленность пород не позволяет говорить о первичных мощностях. К тому же в зонах расланцевания, чередующихся с пакетами будинированных кварцитов, может быть замаскирована и скрыта изоклинальная складчатость, которая впоследствии была раздавлена и превращена во вторичные псевдомоноклинали.

К сожалению, обнаженность южного склона не позволяет надежно проследить выходы кварцитов от ущелья Стори по простирацию. К западу, в верховьях реки Алазань в труднодоступном хребте Спероза известен выход подобных кварцитов, который условно можно считать продолжением разрез ущелья Стори (рис. 1). Восточнее подобные породы не встречаются. Толщи лейаса повсеместно представлены аспидными сланцами с линзами мраморов. Можно считать, что выход кварцитов в ущелье Стори ограничен по простирацию и вряд ли превышает по протяженности 10 - 12 км. Скорее всего его следует рассматривать как немного вытянутое, куполовидное поднятие осевой зоны антиклинория Главного хребта, что подчеркивают крутые наклоны к востоку шарниров мелких складок в ущелье Стори. Тогда естественно полагать, что наибольшее воздымание купола располагается западнее ущелья Стори.

Объединение профиля по реке Стори с продолжающим его дальше к западу профилем по реке Алазань, позволяет на последнем проследить складчатую структуру южного склона гораздо дальше к югу, в область развития более молодых отложений. Следует отметить, что складки, по мере удаления от ядра, постепенно становятся все более открытыми и одновременно увеличивается их опрокинутость к югу. Наклонные, падающие на север, разломы придают всей структуре южного крыла антиклинория чешуйчатый облик.

В верховьях реки Асса (северный склон восточной половины Большого Кавказа) в ядре антиклинория Бокового хребта, почти на одном сечении с разрезом по реке Стори, в основании нижнеюрской сланцевой толщи, обнажается верхняя часть той же пачки интенсивно будинированных кварцитов (рис. 2). Здесь они переслаиваются с пакетами черных сланцев и поэтому есть уверенность, что цепочки будин отмечают ориентировку прежних пластов. Ядро и здесь отделено

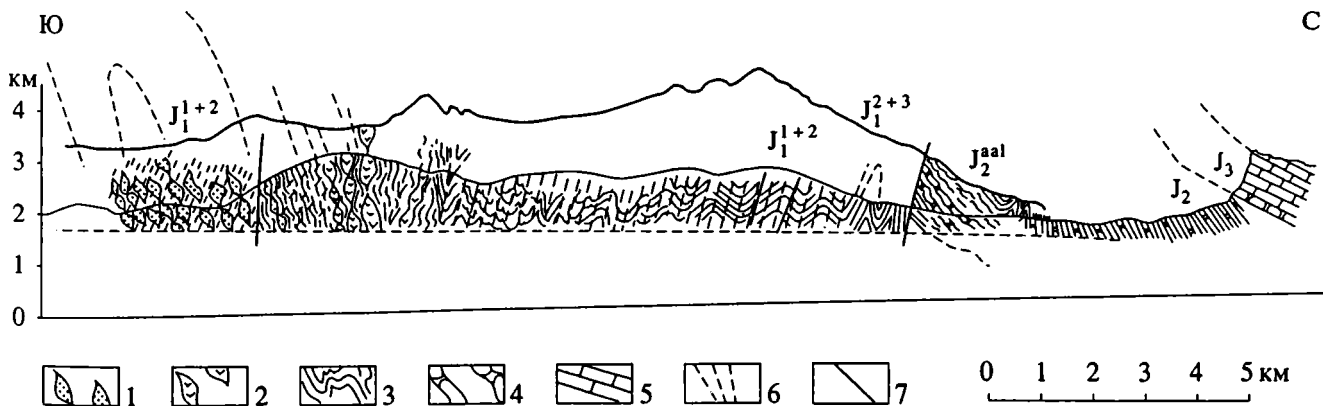


Рис. 2. Структурный профиль через антиклинорий Бокового хребта по ущелью р. Асса (северный склон Б. Кавказа). 1 - разлинзованные кварциты; 2 - разлинзованные диабазы; 3 - аспидные сланцы; 4 - песчано-сланцевые толщи; 5 - известняки; 6 - ориентировка кливажа; 7 - разломы.

разрывом от сланцевой толщи, но не видно веерообразного разваливания ядра. Северный разрыв круто падает на юг и дискордантен к пластам, круто наклоненным на север. За пределами толщи кварцитов (северное крыло) на участке профиля шириной около 2 км сохраняется примерно такая же интенсивность деформаций. Аспидно-сланцевая толща, не содержащая кварцитов здесь раздавлена и развальцована, в ней нет следов замков складок. Однако разлинзованные диабазы Казбекского диабазового пояса, отмечают крутое падение всей пачки. Кливаж при общем северном падении слоев круто наклонен на юг, причем постепенно уменьшаясь в интенсивности к северу, кливаж охватывает всю ширину выхода среднего лейаса, не изменяя своей ориентировки.

По мере удаления от ядра, в разрезе появляются складки, постепенно упрощающиеся с юга на север.

Схематический разрез по реке Асса повторяет черты строения, которые мы видим по реке Стори – нижние части разреза нижней юры подвергались наиболее интенсивным деформациям, приведшим к будинированию пластов и исчезновению первичных поверхностей напластования.

В Сванетском антиклинории, толщи палеозоя, составляющие его ядро, подверглись интенсивным деформациям в альпийском цикле, и образуют конформную структуру с нижеюрской сланцевой толщиной, несмотря на то, что отделены от нее несогласием и конгломератами [9]. Как стало сейчас известно, палеозойские толщи образуют гораздо более сложную структуру, чем это представлялось ранее, и ее детальное изучение – одна из важных актуальных задач [7]. Однако то обстоятельство, что палеозой в ядре Сванетского антиклинория деформирован так же, как юрские отложения и образует наиболее интенсивно деформированную часть ядра, имеет принципиальное значение.

Очень интересны детальные исследования внутренней структуры палеозойских толщ (дизской свиты) с применением методов петроструктурного анализа, предпринятые И.М. Сборщиковым и В.Г. Казьминым [7]. В результате выяснено, что структура палеозойского ядра Сванетского антиклинория много сложнее, чем это представлялось ранее. Складчатость сильнейшим образом осложнена разрывами, локальными зонами интенсивного раздавливания, что придает всей структуре чешуйчатый облик. Однако, вывод, сделанный авторами, что “формирование доюрских, также как и альпийских дислокаций происходило в процессе горизонтального сжатия” (стр. 36) вовсе не отвергает, как они полагают, представлений о глубинном диапиризме. Приходится повторить, что процесс глубинного диапиризма не противоречит наличию горизонтального сжатия и вертикального растяжения пород в его ядре. Вопрос в другом – порождено это сжа-

тие внутренними объемными распределенными силами или обусловлено внешней сосредоточенной нагрузкой. И тогда надо формулировать проблему так – можно ли отличить полевыми или лабораторными методами, в какой из обстановок возникло наблюдаемое сжатие? Думаю, что определенного ответа на этот вопрос сегодня не имеет никто.

Не меняет дела наличие сдвиговых деформаций, установленных авторами в породах дизской свиты, свидетельством чего, по их мнению, являются поперечные зоны мелких складок с крутыми, вплоть до вертикальных, шарнирами. Зоны погружения шарниров складок были установлены во многих местах юрской черносланцевой толщи и связаны они с общими ундуляциями шарнира Сванетского антиклинория [13, 14]. Такие зоны свидетельствуют в первую очередь о том, что нагнетание материала в ядро антиклинория происходило не обязательно в строго поперечном к его оси направлении. Очевидно перераспределение вещества было более сложным и в отдельных местах имело место пластическое течение вдоль общего простирания всей структуры. Это и привело к возникновению сложных, на первый взгляд беспорядочных, деформаций, какие имеют место, например возле села Лентехи на южном крыле Сванетского антиклинория [14].

На западном погружении системы складок Сванетского антиклинория в бассейнах рек Кодори и Гумиста наблюдаются деформации, которым подверглась нижняя часть юрского разреза (рис. 3).

По притоку реки Западная Гумиста (река Чедым) обнажаются верхи кварцевой пачки, подстилающей сланцы нижней юры. Кварциты интенсивно разлинзованы, раздавлены, так что почти не остается следов напластования. Однако здесь, на погружении структуры, они не поставлены “на голову”, как это наблюдается в разрезах по рекам Стори и Асса, а также в Сванетии, а образуют пологий купол, с участками почти горизонтального залегания разлинзованных, раздавленных пластов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все случаи, когда наблюдаются нижние части разреза нижеюрских отложений и подстилающий их фундамент, позволяют проанализировать условия деформации, если не в самом дне глубинного диапира, то вблизи него. Рассмотренные примеры могут составить последовательный эволюционный ряд по степени вовлеченности фундамента в деформации сланцевой толщи, что подчеркивается глубиной эродированности осевой зоны инверсионных антиклинорий. Тогда наиболее далеко продвинутой стадией деформации – это Сванетский антиклинорий, т.к. здесь фундамент вовлечен в деформации в наибольшем объеме. Затем, по мере

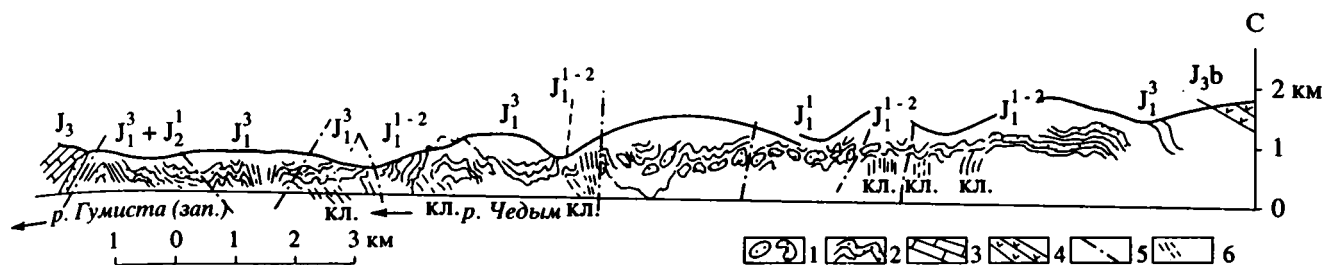


Рис. 3. Структурный профиль через складчатую зону южного склона в бассейне реки Зап. Гумиста (составлен Е.А. Рогожиным и В.Н. Шолпо).

1 – будины кварцитов; 2 – песчано-сланцевые толщи; 3 – известняки; 4 – вулканогенные толщи; 5 – разрывы; 6 – ориентировка кливажа.

ослабления деформаций следует: антиклинорий Главного хребта (бассейн реки Стори), антиклинорий Бокового хребта (бассейн реки Асса) и, наконец, периклинальное погружение Сванетского антиклинория (бассейн реки Гумиста).

В работах М.Л. Сомина и Ю.П. Видяпина [10, 11] также приводятся примеры совместных деформаций осадочных толщ и кристаллического фундамента, которые авторы рассматривают как свидетельства общего горизонтального сжатия, противоречащего идее глубинного диапиризма. Очевидно, это вызвано тем, что в первоначальном виде идея глубинного диапиризма формулировалась недостаточно четко и ясно [14], что привело к ее неоднозначному пониманию. Примеры, приводимые этими исследователями, относятся к обрамлению и внутренним частям древнего кристаллического блока, образующего ядро мегантиклинория Центрального Кавказа – Шоудидский выступ и Чугушский блок на южном крыле мегантиклинория и ряд обнажений в бассейнах рек Уруштен и Малая Лаба на северном [11]. Здесь нижеюрские толщи имеют сокращенную мощность и, таким образом, соблюдают не все условия, необходимые для развития процессов диапиризма и инверсии [4, 14]. Их центры возникновения могли образоваться только там, где мощности доинверсионных осадков были максимальны: осевая зона Восточного Кавказа и Сванетский антиклинорий Центрального Кавказа. В обрамлении кристаллического блока Центрального Кавказа и внутри него действительно возникли локальные деформации горизонтального сжатия, связанные со стадией воздымания Большого Кавказа в неоген-четвертичное время. Снова возникает вопрос, по каким признакам можно различать сжатие, порождаемое деформациями, возникающими при разных способах приложения действующих сил.

Поскольку основной движущей силой глубинного диапиризма является инверсия плотностей, возникающая в результате дегидратации глинистых толщ в процессе их метаморфизма, то наблюдаемое вовлечение кристаллических сланцев

Сванетии или пачек кварцитов рек Стори и Асса в альпийские деформации, на первый взгляд не согласуется с гипотезой адвекции. Эти породы не могли испытывать значительные разуплотнения и составлять вместе с залегающими выше глинистыми толщами зону инверсии плотностей. Однако, как видно из рассмотренных примеров, кристаллические породы вовлечены в деформацию вместе с глинистой толщей, которая является активным объемом, источником и движущей силой адвективных движений и связанных с ними деформаций.

В математической модели М.А. Гончарова или в экспериментальных лабораторных образцах [5] разуплотненная толща, активно внедряющаяся в вышележащие породы, лежит на горизонтальной поверхности, заведомо не способной участвовать в этих движениях и сцепление с которой разуплотненных пород минимально (в математической модели – это поверхность свободного скольжения). Ясно, что это условность, принятая для модели, которая не может быть адекватна реальной природной обстановке.

В реальных условиях разуплотненные породы и подстилающий их фундамент всегда будут связаны некоторой силой сцепления, отличающейся от нуля. В этом случае поверхность пород фундамента никак не может быть поверхностью свободного скольжения, над которой развивается процесс диапиризма. В зависимости от своих физических свойств (жесткости, пластичности, вязкости) и от силы сцепления, фундамент может вовлекаться в адвективный процесс. Физика этого явления изучена слабо, и сейчас рано обсуждать условия таких деформаций в деталях. Опорой для исследования этого явления могут служить известные эксперименты Г. Рамберга [8]. В некоторых его моделях, полученных на центрифуге, происходило вовлечение фундамента, обладающего плотностью не меньшей, чем толща, перекрывающая ядро диапиризма, образованного более легкими породами (рис. 4). В одном из экспериментов мощность относительно разуплотненной толщи значительно меньше мощности пе-

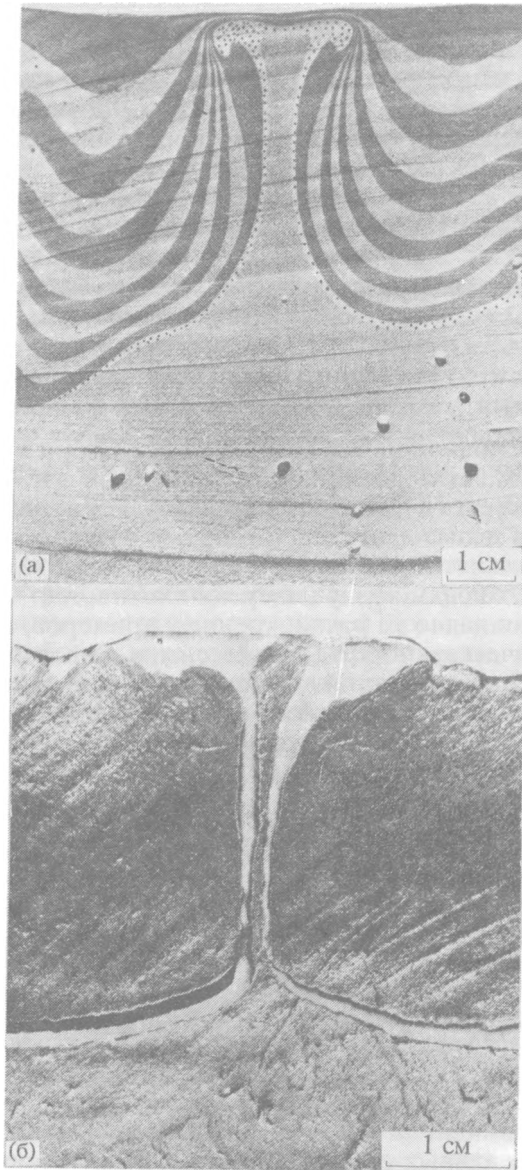


Рис. 4. Экспериментальное моделирование на центрифуге развивающихся и поднимающихся к поверхности одиночных диапиров (по Х. Рамбергу).

(а) точками показан слой силиконовой замазки ($\rho = 1.14 \text{ г/см}^3$) первично равной мощности. Тяжелый субстрат поднят почти к поверхности в стволе диапира. Перекрывающий слой состоит из разноокрашенных слоев силиконовой замазки с одинаковой плотностью ($\rho = 1.3 \text{ г/см}^3$). Субстрат выполнен из той же силиконовой замазки ($\rho = 1.3 \text{ г/см}^3$), но однородно окрашенной ([8], рис. 11 - 93).

(б) тонкий слой силиконовой замазки ($\rho = 1.14 \text{ г/см}^3$) внедряется через перекрывающий слой грунтовки $\rho = 1.85 \text{ г/см}^3$. Видно засасывание тяжелого субстрата $\rho = 1.85 \text{ г/см}^3$ в середине диапира ([8], рис. 16 - 11).

рекрывающих более плотных слоев и меньше мощности вовлеченной в диапировое внедрение части фундамента. В другом опыте видно грибообразное разваливание и растекание вытянутого к поверхности ядра диапира, сложенного веществом фундамента. К сожалению, Г. Рамберг не останавливается подробно на условиях этих экспериментов, указывая только плотных составляющих модель слоев.

Известен также эксперимент М.А. Гончарова, когда более плотное вещество канифоли с глиной, имитирующее фундамент и подстилающее легкую тонкослоистую толщу канифоли, вовлеченную в адвекцию, также было втянуто в куполовидное вздутие [5]. Но и этот опыт не является специально направленным на изучение условий вовлечения фундамента в адвективное движение. Тем не менее эти экспериментальные данные служат реальным подтверждением того, что нет физических запретов для такого процесса. Необходимы целенаправленные и систематические исследования для выявления конкретных пределов физических свойств пород, их контрастности и величины сил сцепления, которые могут обеспечить участие относительно жестких пород фундамента в процессах диапиризма.

Есть еще одно обстоятельство, которое может способствовать снижению эффективной вязкости кристаллических пород фундамента в осевой зоне геосинклинального прогиба, однако его трудно оценить и экспериментально и теоретически. Осевая зона прогиба скорее всего всегда или почти всегда связана с зоной глубинного разлома, характеризующейся контрастными движениями и повышенной проницаемостью для флюидов и продуктов магматизма. Много конкретных, но разрозненных данных свидетельствует в пользу такого представления. А если это так, то все комплексы пород, попадающие в зону влияния разлома, будут предварительно раздроблены, деформированы и подготовлены к вовлечению в последующие деформации. Во всяком случае породы фундамента, подстилающего доинверсионный комплекс осадков в осевой части прогиба нельзя рассматривать как абсолютно жесткое тело.

Таким образом, изучение структуры глубоко эродированных ядер инверсионных антиклинорий, в которых обнажен фундамент, подстилающий глинистые толщи, углубляет и расширяет понимание существа адвективных процессов. приближают к созданию адекватных природе моделей таких процессов, учитывающих сложные соотношения активно внедряющихся толщ с неоднородным подстилающим фундаментом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Некоторые вопросы глубинной тектоники // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3 - 12.

2. Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1969. Вып. 4. С. 5 - 23.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
4. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
5. Гончаров М.А. Механизм геосинклиналиного складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
6. Кириллова И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости // Складч. деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 78 - 109.
7. Сборщиков И.М., Казьмин В.Г. Тектоническая структура дизского комплекса (Сванетия) и условия его формирования // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1990. № 5. С. 27 - 39.
8. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
9. Сомин М.Л. Доюрское основание Главного Кавказского хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 273 с.
10. Сомин М.Л., Видяпин Ю.П. Соотношение фундамент-чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62 - 69.
11. Сомин М.Л., Видяпин Ю.П. Деформация фундамента как индикатор геодинамической обстановки альпийского складкообразования на Большом Кавказе // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, Отд. геол. 1990. С. 140.
12. Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа // Складч. деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 9 - 41.
13. Шолпо В.Н. Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 44 - 59.
14. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1985. 176 с.

Рецензент: Н.В. Короновский

An Advection Hypothesis and Structure of the Core of Inversion Anticlinoria in the Greater Caucasus

V. N. Sholpo

Verification of the hypothesis of deep – seated diapirism requires studies of behavior in the lower parts of the sequence of the pre-inversion sedimentary complex and its basement. The cores of Caucasian anticlinoria expose members of quartzites which represent the base of the Jurassic sequence. They feature strong horizontal compression and vertical extension. In addition, quartzites of the basement form an anticlinorial structure conformable with slates above. Apparently, depending on the physical properties (rigidity, plasticity, viscosity) of and cohesion between the basement rocks and sedimentary sequences, crystalline rocks are involved to various extent in the advection process.

УДК 551.24(268)

ОФИОЛИТЫ ОСТРОВА БОЛЬШОГО ЛЯХОВСКОГО (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

© 1993 г. С. С. Драчев, Л. А. Савостин

Лаборатория региональной геодинамики, Москва

Поступила в редакцию 15.04.92 г.

Пиллоу-базальты, серпентинизированные перидотиты и меланократовые эпидотовые ортоамфиболиты, слагающие отдельные элементы зоны чешуйчато-надвиговых дислокаций на юго-востоке о. Большого Ляховского, являются фрагментами разновозрастных офиолитов. Пиллоу-базальты и перидотиты, части некогда единого разреза, по минеральному и химическому составу сопоставляются с эффузивными и мантийными горизонтами спрединговых зон океанов. Возраст пиллоу-базальтов – 291 ± 62 млн. лет (Sm-Nd).

Ортоамфиболиты представляют собой метаморфизованные габброиды и толенты срединно-океанических хребтов. Возраст этих пород позднепротерозойский или раннепалеозойский, не выше 473 ± 14 млн. лет (K-Ar).

Существование палеозойских офиолитов в Святоносско-Ляховской шовной зоне, продолжающей Южно-Ануйскую сутуру к северо-западу, имеет важное значение при создании палеогеодинамических реконструкций Восточно-Арктического региона.

ВВЕДЕНИЕ

В конце 60-х годов И.М. Русаков и В.А. Виноградов, основываясь на данных региональной аэромагнитной съемки, высказали предположение о продолжении офиолитов Ануйского хребта под чехлом кайнозойских отложений Восточно-Сибирской низменности и прилегающего шельфа в район о. Большого Ляховского [12]. Обнажающиеся в его юго-восточной части меланократовые кристаллические сланцы и гипербазиты, описанные ранее М.М. Ермолаевым [6], В.Н. Войцеховским и Д.С. Сороковым [4], рассматривались В.А. Виноградовым с соавторами в качестве “габбро-амфиболитового комплекса эвгеосинклинальных зон” [2].

Представления И.М. Русакова и В.А. Виноградова в дальнейшем неоднократно использовались в плитно-тектонических моделях, в рамках которых Южно-Ануйская зона и ее предполагаемое продолжение на шельфе трактуются как офиолитовый шов – след от закрывшегося в начале раннего мела Южно-Ануйского палеоокеана [7, 9, 10, 14, 19]. Подобная интерпретация зоны в пределах Ануйского хребта имела веские основания, но для о. Большого Ляховского она не была подтверждена достаточным геологическим материалом. В ходе среднемасштабного геологического картирования на юго-востоке острова были обнаружены небольшие интрузивные тела гипербазитов, прорывающие кристаллические меланократовые сланцы среднего-верхнего протерозоя, перекрытые песчано-сланцевой толщей предположительно пермско-триасового возраста (бурустаская свита [3]), в своей верхней части содержащей покров “шаровых лав спилитов”. При

этом ни офиолитов, ни следов сопутствующих им покровно-складчатых или чешуйчато-надвиговых деформаций задокументировано не было.

Для внесения ясности в вопрос о присутствии офиолитовой ассоциации на о. Большом Ляховском нами изучены тектоническое положение, внутренняя структура, вещественный состав геологических комплексов его южной части, а также определен их возраст. В результате получены аргументы в пользу офиолитовой природы ультрабазитов, пиллоу-базальтов и меланократовых ортоамфиболитов, частично опубликованные ранее [13]. Изложению и обсуждению более полного комплекса данных посвящена предлагаемая статья.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ОФИОЛИТОВЫХ ФРАГМЕНТОВ

Остров Большой Ляховский, мыс Святой Нос и пролив Дм. Лаптева (рис. 1) образуют Святоносско-Ляховскую зону, отличающуюся по геологическому строению от остальной части Новосибирских островов и прилегающей материковой суши [5]. Зона характеризуется обильными магматическими образованиями, линейным структурным планом и высококодифференцированным аномальным магнитным полем, сливающимся с аналогичным полем Южно-Ануйской шовной зоны. В юго-восточной части о. Большого Ляховского в береговых обрывах и глыбовых развалах обнажаются образования пяти литокомплексов (рис. 1): эмийтасского (ортоамфиболиты проблематического возраста), предмайского (позднепалеозойские пиллоу-базальты и ультрабазиты), бурус-

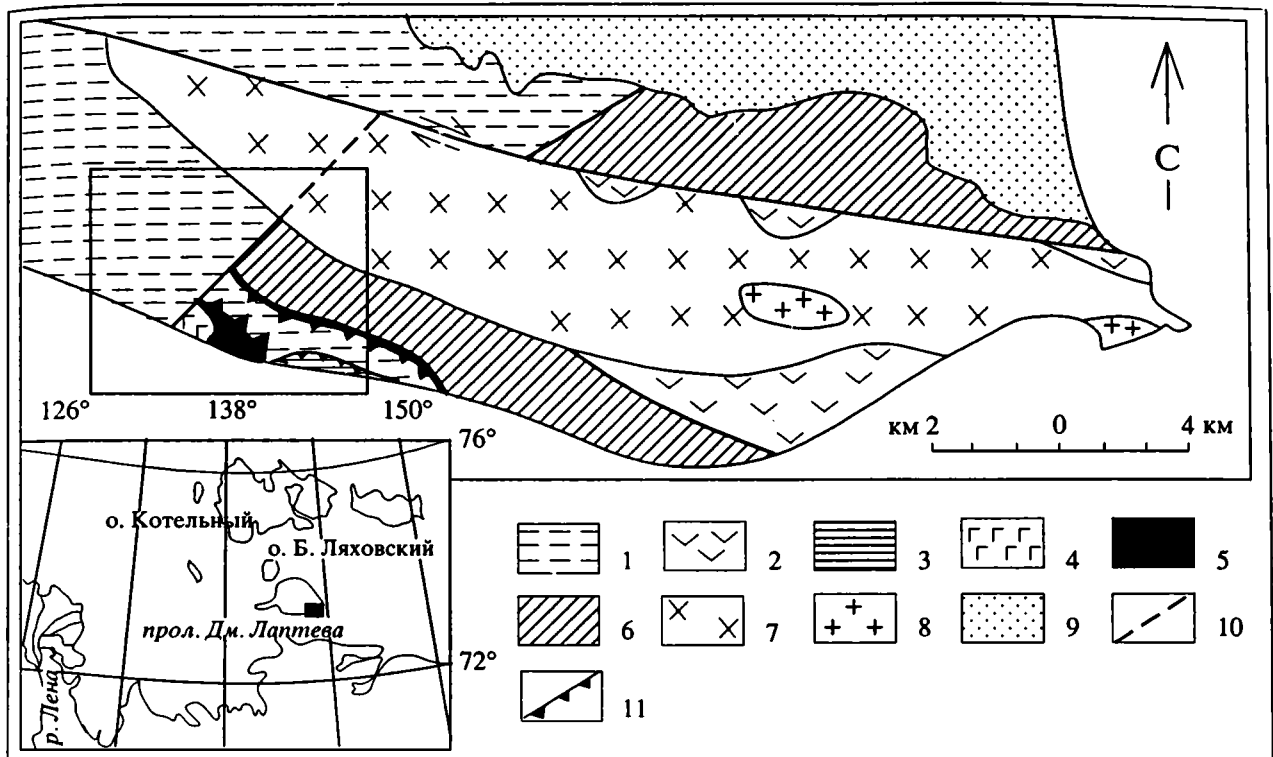


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-восточной части о. Большого Ляховского (на врезке залитым прямоугольником показано географическое положение района исследований).

1 – ортоамфиболиты эмийтасского комплекса; 2, 3 – предмайский комплекс: 2 – верхнепалеозойские пиллоу-базальты, 3 – серпентинизированные перидотиты; 4 – пермско-триасовые турбидиты бурустасского комплекса; 5 – нижнемеловые андезиты меркурьевского комплекса; 6 – толща аргиллитов неясного возраста; 7 – рыхлые кайнозойские отложения; 8 – раннемеловые гранодиориты шалауровского комплекса; 9 – позднемеловые субщелочные граниты; 10, 11 – разрывные нарушения: 10 – субвертикальные сдвиги и разломы с неясной кинематикой, достоверные и предполагаемые, 11 – пологие надвиги. В рамке – местоположение рис. 2.

тасского (пермско-триасовые терригенные турбидиты), меркурьевского (нижнемеловые андезиты) и шалауровского (раннемеловые гранодиориты и граниты). Эмийтасский и предмайский комплексы, рассматриваемые нами как фрагменты офиолитов, а также терригенный бурустасский комплекс участвуют в чешуйчато-надвиговой структуре. Наиболее достоверно это установлено в бассейне ручья Предмайского (рис. 2), где в эродированном ядре антиформы вскрыт разрез надвигового пакета (сверху вниз):

1. Бурустасский комплекс, состоящий из двух частей: а) верхняя пластина, сложенная толщей черных аргиллитов и аргиллитоподобных глин с тонкими (первые сантиметры) прослоями темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников, лишенные фаунистических остатков. Видимая мощность 50 м; б) нижняя пластина, представленная толщей зеленосланцево-метаморфизованных турбидитов (бурустасская свита), разрез которых состоит из чередования пачек с преобладанием песчаниковых или пелитовых элементов ритмов мощностью 10 - 60 м (состав обломочной компоненты литит-полевошпатово-кварцевый). Остатки пелеципод плохой сохран-

ности и палинологические данные указывают на пермско-триасовый возраст [3]. Мощность ввиду интенсивных деформаций не установлена.

2. Предмайский комплекс, также состоящий из двух частей: а) верхняя пластина (крупный блок?), представленная зеленокаменно измененными пиллоу-базальтами видимой мощностью 200 - 300 м; б) нижняя пластина, сложенная серпентинизированными и меланжированными ультрабазитами. Подошва пластины не обнажена.

3. Эмийтасский ортоамфиболитовый комплекс, слагающий самостоятельную тектоническую пластину или параавтохтон (?) неустановленной мощности.

Образования бурустасского комплекса испытали складчатые деформации, причем более интенсивные в пластине (б), слою которой круто (50° - 70°) падают на юго-восток. Здесь отмечаются как нормальные, так и опрокинутые залегания. Ориентировки слоистости и шарниров складок волочения в пачках глинистых сланцев и филлитов указывают на субширотное простираание складчатых структур.

Западнее устья ручья Предмайского в пластинах бурустасского комплекса установлена

еще одна генерация складок с размахом крыльев 10 - 15 м. Их шарниры погружаются на юго-восток под углами $20^\circ - 30^\circ$. Этими складками захвачена поверхность надвигового контакта пластин, что свидетельствует о постнадвиговом возрасте данных деформаций.

Низы турбидитовой пластины (16) подверглись интенсивному катаклазу, степень которого нарастает по мере приближения к подошве (рис. 2). Примерно в 400 м от контакта с серпентинитами песчаниковые циклиты будинированы, а в глинистых сланцах развит пластинчатый кливаж, ориентированный в южных румбах под углами $30^\circ - 40^\circ$. Длинная ось будин ориентирована субширотно и субгоризонтально. В 50 - 100 м от подошвы пластины наблюдается разобшение будин песчаников вдоль оси "б" и приобретение ими за счет вращения линзовидных и эллипсоидальных форм. Глинистые сланцы между будинами превращены в милонит.

Дислокации в пластинах предмайского комплекса сходны со свойственными офиолитовым комплексам других регионов. Так, серпентинизированные ультрабазиты в виде массивных глыб величиной от единиц до первых десятков метров заключены в интенсивно рассланцованный серпентинитовый матрикс. В нем встречены также блоки турбидитов, аналогичных породам верхних надвиговых пластин. Это свидетельствует о том, что ультрабазитовая пластина была меланжирована в процессе тектонического перемещения. По данным детальной магнитометрической съемки (Л.Л. Степанов, НИИГА, 1973 г.), базит-ультрабазитовая пластина залегает в целом с погружением в юго-восточном направлении.

Пакет надвиговых пластин интродуцирован гранитоидными телами (шалауровский комплекс), большинство из которых являются постдеформационными и их становление, судя по изотопным данным происходило во второй половине раннего мела (К-Аг возраст гранодиоритов $100 - 110 \pm 5$ млн. лет, данные А.И. Самусина и др., НИИГА, 1974 г.) В целом, на основании петро- и геохимических данных, указанные гранитоиды и андезиты меркурьевского комплекса мы относим к показателям обстановки конвергентной границы плит.

Итак, офиолитовые фрагменты юго-восточной части о. Большого Ляховского наряду с другими образованиями участвуют в чешуйчатонадвиговой структуре, весьма типичной для областей развития офиолитов. Ориентировки малых структурных форм в подошвах надвиговых пластин и общая вергентность структуры указывают на северное направление перемещения литокомплексов. Первичные дислокации местами осложнены более поздними движениями, в одну из своих фаз смявшими пакет пластин в систему простых субмеридиональных складок с образова-

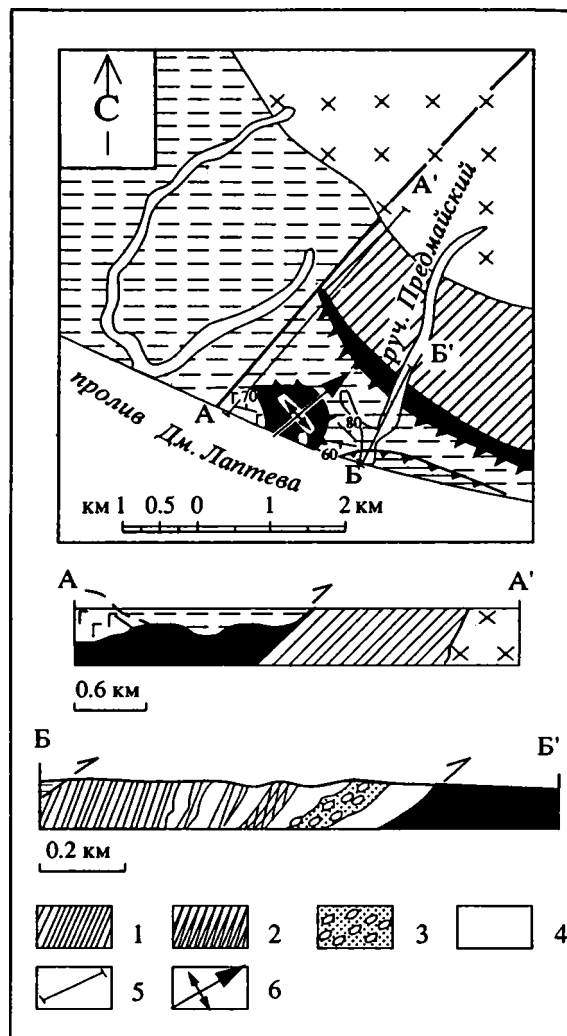


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и геологические профили бассейна ручья Предмайского. Положение карты обозначено рамкой на рис. 1.

1 - 3 - пермско-триасовые турбидиты бурустасского комплекса (только на профиле Б-Б'): 1 - деформированные в изоклинальные складки, 2 - кливажированные и будинированные, 3 - милонитизированные (пояснения в тексте); 4 - задернованные части обнажения (только на профиле Б-Б'); 5 - линии профилей на карте; 6 - ось антиформы (большая стрелка указывает направление погружения шарнира). Остальные обозначения см. на рис. 1.

нием антиформы, в ядре которой вскрываются офиолиты предмайского комплекса.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРЕДМАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Пиллоу-базальты вскрываются в береговых обрывах в 1.4 км западнее устья ручья Предмайского, где на протяжении 650 - 700 м наблюдается непрерывное коренное обнажение. В восточной части, вблизи контакта с ультрабазитами, базальты сильно выветрелые, и лишь на западе обнажения подушечная отдельность сохранилась идеаль-

но. Здесь устанавливается их крутое ($60^\circ - 80^\circ$) залегание с падением на север. Видимая мощность лавового разреза составляет 200 - 300 м.

Формы отдельности пиллоу-базальтов о. Большого Ляховского схожи с морфологическими особенностями базальтов дна современных океанов [1, 17].

Среди базальтов преобладают удлиненные лавовые трубы "слоновьи хоботы" диаметром 0,1 - 1 м, лавовые подушки и сфероиды размером от первых десятков сантиметров (глобули) до 1 - 2 м. Для большинства подушек и труб характерна секториальная трещиноватость и концентрическая зональность, обусловленная разной степенью раскристаллизации породы. Лавовые отдельности всех видов, как правило, плотно прилегают друг к другу и зачастую разделены лишь тончайшими стекловатыми оторочками – своеобразными "сварочными швами". Межподушечные пространства, представленные гиалокластитам, имеют незначительные объемы. Кроме труб и подушек в разрезе присутствуют фрагменты тонких (10 - 20 см) однородных лавовых потоков.

Базальты подверглись неравномерному зеленокаменному метаморфизму, выразившемуся в карбонатизации, хлоритизации, альбитизации и гематитизации. На зеленом фоне породы наиболее отчетливо проявлены разнообразные по форме и размерам выделения белого кристаллического карбоната, значительная доля которого сосредоточена внутри подушек и труб в виде тонких беспорядочно ориентированных прожилков и бесформенных гнезд. Другая часть выделений тяготеет к межподушечным пространствам, где они, как правило, конформны поверхностям соседствующих отдельностей. Редкие прямолинейные жилы рассекают и подушки, и межподушечное заполнение, простираясь в субмеридиональном направлении на десятки метров. Вдоль их стенок не наблюдается брекчирования вмещающих пород, что может свидетельствовать об образовании этой генерации карбонатных выделений в условиях растяжения, причем не сразу вслед за излиянием и затвердеванием отдельных порций лавы, а по прошествии времени, достаточного для формирования базальтовых наслоений мощностью в десятки метров. Из сказанного следует, что прожилковая карбонатизация базальтов не была одноактным процессом. Остальные процессы изменения базальтов затронули структуру породы, но не создали самостоятельных макрообособлений вторичных минералов.

Известно несколько взаимосвязанных и независимых факторов изменения базальтов в донных условиях: повышенный тепловой поток в зоне их излияний, циркуляция высоконагретых и холодных минерализованных вод, подводное выветривание и другие [15, 20]. Вероятно все они сыграли свою роль в процессе преобразования базальтов предмайского комплекса. Так, действием первого

фактора можно объяснить зеленокаменный метаморфизм, а без привлечения второго вряд ли удастся понять причину значительного содержания в породе вторичных карбонатов, явно превышающих те количества, которые могли быть мобилизованы из плагиоклазов при их альбитизации.

Затвердевание базальтов в водной среде наложило отпечаток на структурные особенности пород. Внешние закалочные зоны подушек и труб сложены массивными афанитовыми или стекловатыми разностями, часто встречаются вариолитовые оторочки. Внутри порода раскристаллизована лучше и обладает олигофиновой или мезофиновой структурой. В центральных частях наиболее крупных подушек отмечается полнокристаллическая долеритовая структура.

Базальты, как правило, оливинофиновые и плагио-оливинофиновые. Мелкие рассеянные вкрапленники составляют около 10 - 15% объема породы при явном преобладании оливинов. В парагенезис вкрапленников входят хромистые шпинеллы, содержащиеся в виде октаэдрических кристаллов в оливинах. Удлиненная форма порфирокристов плагиоклаза (коэффициент удлинения >10) свидетельствует о высокой скорости остывания расплава. Структура основной массы интерсертальная вариолитовая. Длинные, расщепленные на концах, лейсты разложившегося плагиоклаза собраны в пучки ("метелки") и сфероиды. В интерстициях находятся зародышевые выделения клинопироксена, титаномагнетита или ильменита. Стекловатый базис полностью замещен смектитом и хлоритом. Из поздних минералов встречаются: карбонат, пумпеллит, альбит, лейкоксен, актинолит, эпидот и серпентин. Они замещают минералы основной массы и вкрапленников, а также выполняют микротрещины и редкие микроминдалины. Количество последних не превышает первых процентов, что является, вероятно, следствием небольшого количества летучих в расплаве или слабого их отделения из-за высокого давления водяного столба.

Для изучения химического состава пиллоу-базальтов нами отобрана серия образцов из наименее измененных разностей (табл. 1). Кроме того, для выяснения характера миграции элементов были опробованы сильно измененные краевые зоны подушек (образцы 1, 3, 4) и межподушечные гиалокластиты (образцы 13, 17).

Из анализа данных следует, что базальты относятся к разряду нормально щелочных и умеренно глиноземистых оливиновых базальтов и долеритов, отличаясь от них несколько пониженной фемичностью (17,8 - 22,6, среднее 19,8). Низкие содержания фосфора и калия при отчетливой натровой специфике ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 4$) указывают на принадлежность пород к толеитовой серии. К такому же выводу приводит изучение соотношений других петрогенных окислов (рис. 3). Концентрации титана и величины железо-магниевого отно-

Таблица 1. Содержания главных петрогенных окислов и микроэлементов в пиллоу-базальтах предмайского комплекса (окислы в вес. %, микроэлементы в г/т)

Окислы и микроэлементы	Номера образцов																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	43.77	49.91	43.23	47.36	47.03	46.91	46.88	47.03	47.00	46.87	46.76	47.77	45.20	48.77	46.59	47.20	47.40
TiO ₂	1.08	1.72	1.26	1.63	1.74	2.01	1.67	1.51	1.32	1.65	1.84	1.73	1.44	1.47	1.34	1.53	0.99
Al ₂ O ₃	12.58	15.80	14.78	16.57	15.90	15.31	15.31	16.64	14.76	15.38	16.48	15.77	15.35	15.36	15.88	14.90	13.30
FeO*	8.90	9.83	10.15	10.69	12.00	11.55	10.97	11.75	9.55	8.92	11.10	10.30	9.46	9.28	8.77	9.20	8.70
MnO	0.15	0.18	0.16	0.14	0.23	0.22	0.18	0.20	0.15	0.17	0.20	0.15	0.14	0.18	0.17	0.16	0.13
MgO	5.71	8.30	5.62	6.12	7.15	6.03	6.23	5.84	6.34	6.41	8.03	6.16	6.44	7.39	7.28	7.00	6.60
CaO	20.34	9.73	12.97	5.28	9.06	9.94	9.25	8.15	11.13	10.59	5.55	10.72	11.56	8.91	11.45	12.70	14.00
Na ₂ O	1.52	3.54	3.17	2.90	3.20	3.10	3.12	2.45	2.15	2.96	3.49	1.18	0.01	3.61	2.55	2.10	0.20
K ₂ O	0.13	0.19	0.89	3.54	0.07	0.22	0.20	0.41	0.29	0.05	0.23	0.01	1.98	0.30	0.04	0.10	0.10
P ₂ O ₅	0.19	0.22	0.18	0.22	0.23	0.28	0.23	0.26	0.18	0.23	0.21	0.24	0.18	0.18	0.16	0.19	0.07
Cr ₂ O ₃	0.05	0.07	0.06	0.05	0.09	0.07	0.24	0.07	0.05	0.07	0.04	0.05	0.09	0.06	0.05	0.06	0.04
п.п.п.	5.11	1.01	6.77	5.20	3.21	4.18	5.11	5.74	6.60	5.52	5.76	4.26	7.26	3.46	4.28	5.50	8.80
Сумма	99.53	100.50	99.24	99.70	99.90	99.81	99.39	100.04	99.52	98.82	99.69	98.33	99.09	98.97	98.56	100.64	100.33
Cr	359	514	520	452	710	535	1996	517	563	856	430	509	982	640	525	-	-
Ni	118	168	104	164	124	107	192	152	158	159	102	135	195	122	121	-	-
Co	39	90	53	101	105	94	65	121	54	46	48	50	52	48	44	-	-
Zn	134	59	36	52	38	83	52	60	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	74	93	95	74	90	123	76	94	84	109	107	113	98	91	81	-	-
Ba	12	3	29	113	3	14	3	42	40	83	98	74	165	88	77	-	-
Rb	11	11	14	40	5	9	13	8	6	сл.	3	сл.	37	6	сл.	-	-
Sr	88	140	69	сл.	4	30	19	6	46	39	85	31	88	66	52	-	-
La	5	16	3	3	17	3	19	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	18	18	18	19	6	30	15	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	36	45	52	46	42	61	35	49	37	36	40	37	31	33	32	-	-
Ti	4920	9344	5795	7890	9627	11572	9189	8740	8633	10177	9919	10381	8596	8905	8200	-	-
Nb	5	8	8	5	6	9	5	9	4	7	5	8	5	4	2	-	-
Mn	895	1262	1023	1057	1610	1542	1218	1527	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	166	273	213	297	284	334	266	291	292	285	347	294	232	282	279	-	-

Примечания: обр. № 1, 3, 4 – краевые части подушек; 2, 5 - 12, 14 - 16 – центральные части подушек; 13, 17 – межподушечные гиадокластиты (определения главных петрогенных окислов выполнены в ГЕОХИ РАН, рассеянных элементов – в ИГГД РАН, за исключением Cr, Co, Zn, Rb, Ti, Mn, и V в обр. № 1 - 8, определенных в ГЕОХИ РАН).

шений весьма близки к таковым показателям в толетах дна современных океанов [8]. В измененных разностях базальтов повышены содержания кальция и понижены натрия, а кроме того существенны вариации кремнезема и калия, что связано, очевидно, с зеленокаменным перерождением породы.

Для сопоставления пиллоу-базальтов с аналогичными породами дна океанов или окраинных морей использованы малоподвижные при вторичных изменениях элементы с высокочargedными

ионами (рис. 4). В правых частях многоэлементных графиков наблюдается компактное расположение и конформность кривых независимо от степени измененности породы (рис. 4а, 4б). Обращает внимание характерный ниобиевый “горб”, тогда как содержания остальных элементов ВЗИ практически не отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) N-типа. Литофильные элементы с крупными ионными радиусами (Rb, Sr, Ba, K и др.) обладают высокой подвижностью даже при слабой степени измененности пород

[16], с чем и связан, вероятно, значительный разброс их содержаний в левых частях графиков.

О близости изученных базальтов N-типу СОХ говорит также распределение их составов на дискриминантных диаграммах (рис. 4в - 4е). Повышенные содержания Y и Ti позволяют отличить пиллоу-базальты от вулканитов островных дуг, а средние концентрации Z и Nb – от внутриплитовых базальтов и P-типа СОХ. Однако количество Nb в проанализированных образцах выше, чем в среднем базальте N-типа. Это склоняет к выводу о том, что мы имеем дело с переходными разностями между N- и P-типами – с базальтами T-типа [21].

Возраст пиллоу-базальтов определялся в ИГГД РАН Sm-Nd методом (аналитик Н.Н. Сочеванов). Изотопный состав Sm и Nd измерен в 6-ти валовых навесках на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Наклон изохроны, рассчитанной по методу И.Р. Флетчера и К.Дж. Россмана [18], соответствует значению возраста 291 ± 62 млн. лет (поздний палеозой) и первичной величине $\epsilon^{Nd} = +8.6 \pm 0.3$.

Ультрабазиты предмайского комплекса представлены серпентинитами и серпентинизированными перидотитами с массивной сланцеватой текстурой, которые целиком состоят из вторичных минералов: серпентина, хлорита, брусита, талька и магнетита. В виде реликтов встречаются оливины и ортопироксены, а иногда – в совокупности с моноклинным пироксеном, что свидетельствует о гарцбургировом или лерцолитовом составе исходных перидотитов.

По химическому составу ультрабазиты мало чем отличаются от типичных перидотитов офиолитовых ассоциаций, несмотря на значительность вторичных изменений (табл. 2). Концентрации алюминия, кальция и магния (образцы 3, 4 и 5) соответствуют содержаниям этих элементов в лерцолитах. На АФМ-диаграмме фигуративные точки ультрабазитов группируются в поле составов офиолитовых перидотитов (рис. 3д), а на диаграмме Cr–TiO₂ – в поле ультрабазитов срединно-океанических хребтов (рис. 3е).

Приведенные геологические и аналитические данные не противоречат рассмотрению пиллоу-базальтов и ультрабазитов предмайского комплекса в качестве фрагментов ранее единого офиолитового разреза позднепалеозойского возраста.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭМИЙТАССКОГО КОМПЛЕКСА

Амфиболиты, слагающие эмийтасский комплекс, представляют собой плотную, крупно-, средне- и мелкокристаллическую породу с массивной или линзовидно-полосчатой текстурой. Реже встречаются сланцеватые или гнейсовидные разности. Структура амфиболитов немато-

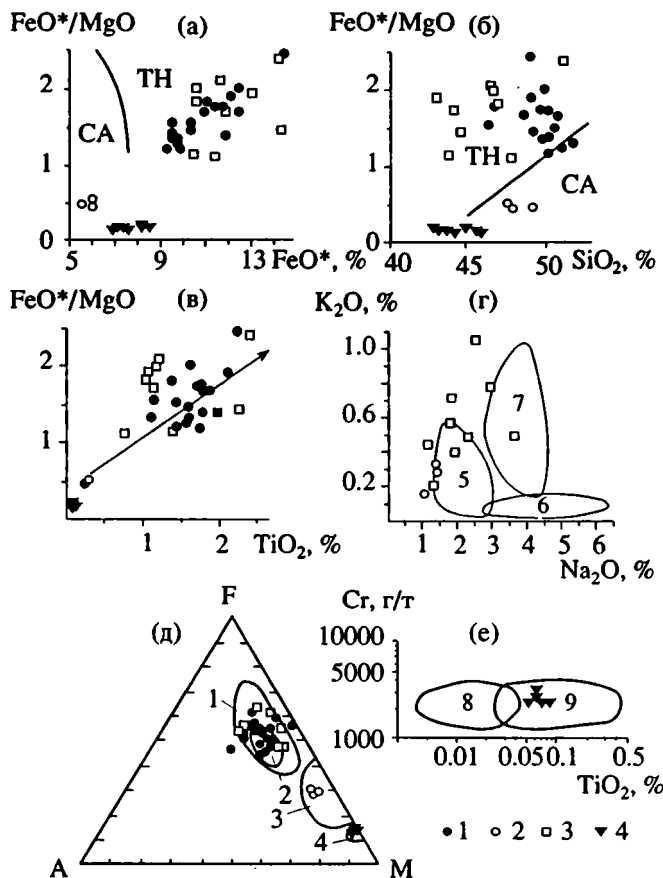


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для пород предмайского и эмийтасского комплексов.

Арабскими цифрами обозначены поля: 1 – океанических базальтов; 2 – базальтов срединно-океанических хребтов; 3 – базитовых кумулятов офиолитов; 4 – метаморфических перидотитов офиолитов; 5 – базальтов Срединно-Атлантического хребта; 6 – амфиболитов Срединно-Атлантического хребта; 7 – амфиболитов кристаллических щитов континентов; 8 – мантийных перидотитов “надсубдукционных” офиолитов; 9 – мантийных перидотитов “спрединговых” офиолитов (поля 5 - 7 даны по [17], 8, 9 – по [13]). Латинскими буквами обозначены: TH – толейтовая серия; СА – известково-щелочная серия. Стрелкой на диаграмме (в) показан тренд эволюции океанических базальтов (по Миясиро).

1 – пиллоу-базальты; 2 - 3 – ортоамфиболиты; 2 – амфиболиты-1, 3 – амфиболиты-2; 4 – серпентинизированные перидотиты.

гранобластовая, гранобластовая и пойкилогранобластовая. Из минеральных парагенезисов развиты эпидот-амфиболовый, пироксен-плаггиоклаз-амфиболовый, плаггиоклаз-амфиболовый. Встречаются также амфиболовые разности и гранат-эпидотовые амфиболиты. Второстепенные минералы представлены цоизитом, сфеном, мусковитом, кварцем, хлоритом, пренитом, апатитом и рудным минералом.

В ряде шлифов С.А. Силантьевым (ГЕОХИ РАН) описаны реликты офитовой и долеритовой структур, а в отдельных случаях можно говорить

и о миндалекаменности исходной породы. Эти факты, а также правильная форма кристаллов аксессуарных минералов (сфен, циркон, апатит) указывают на магматическую природу и базитовый состав субстрата амфиболитов.

Этому выводу не противоречит химический состав амфиболитов (табл. 3). По концентрациям главных петрогенных окислов и микроэлементов выделяется две их разновидности.

Амфиболиты-1 (обр. 1, 2, 5) близки по составу к габбро- и троктолитам, поднятым со дна океанов [8, 15]. На АФМ-диаграмме их составы ложатся в поле базитовых кумулятов офиолитов (рис. 3д), а на диаграмме $FeO^*/MgO-TiO_2$ – на начальный отрезок линии эволюции составов океанических толеитов (рис. 3в). Амфиболиты-1 характеризуются низкими концентрациями титана, железа, фосфора, ванадия и повышенными – магния и никеля по сравнению с амфиболитами-2.

Амфиболиты-2 (все остальные образцы) близки к толеитам срединно-океанических хребтов. На петрохимических диаграммах поле их составов почти полностью совпадает с полем пиллоу-базальтов предмайского комплекса (рис. 3). Исключением является диаграмма $FeO^*/MgO-SiO_2$, на которой фигуративные точки амфиболитов смещены влево относительно поля пиллоу-базальтов, т.е. в сторону пониженных концентраций кремнезема, что, вероятно, является следствием выноса этой компоненты при метаморфизме.

Концентрации калия и натрия в амфиболитах варьируют от характерных для базитов дна океанов до типичных для амфиболитов кристаллических щитов континентов (рис. 3г).

Хотя метасоматические процессы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма нельзя исключить, думается, что метаморфизм носил квазиизохимический характер. Об этом, на наш взгляд, свидетельствует хорошая согласованность в распределении составов ортоамфиболитов на различных петро- и геохимических диаграммах и довольно кучное сосредоточение фигуративных точек, в целом такое же, как и для значительно слабее метаморфизованных пиллоу-базальтов.

М.М. Ермолаев, впервые описавший амфиболиты, рассматривал их как контактово-метаморфические образования мезозойского возраста, связанные с гранитоидным массивом горы Эмий-Тас [6]. При мелкомасштабной геологической съемке острова были установлены интрузивные соотношения гранитоидов с амфиболитами, подтвержденные при среднемасштабном картировании, а затем и нами в 1986 г. Учитывая это обстоятельство, а также тот факт, что амфиболиты залегают ниже образований бурустасской свиты, возраст которой в то время ошибочно считался рифейским, В.Н. Войцеховский и Д.С. Сороков [4] отнесли амфиболиты к протерозою. Авторы среднемасштабной съемки (А.И. Самусин, 1974 г.)

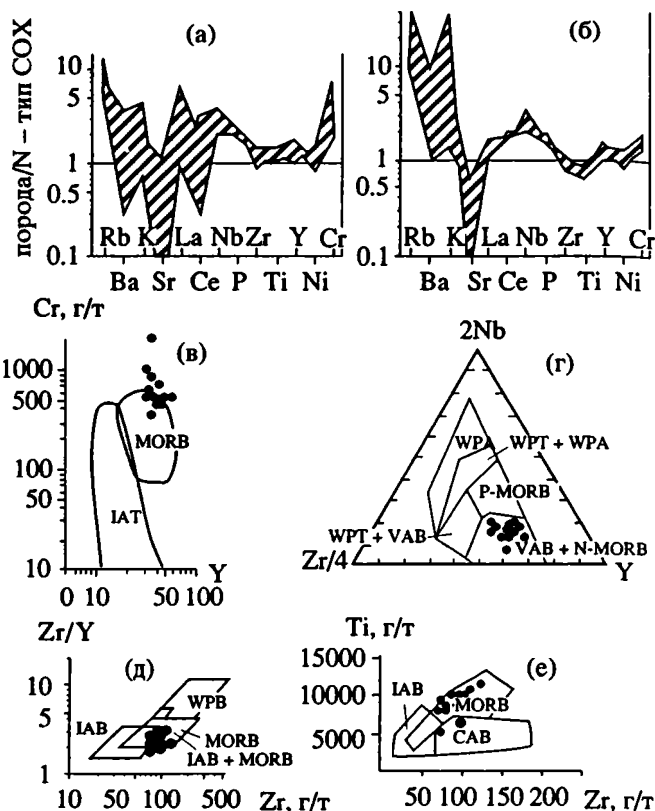


Рис. 4. Геохимические диаграммы для пиллоу-базальтов предмайского комплекса.

(а - б) – нормализованные многоэлементные графики: (а) – слабо измененные породы, (б) – сильно измененные породы (концентрации микроэлементов в свежих базальтах N-типа СОХ взяты из [18]). Заштрихованы на графиках а и б области вариации составов пиллоу-базальтов; (в - е) – дискриминантные диаграммы. Латинскими буквами обозначены: MORB – базальты СОХ (P-MORB – P-тип СОХ, N-MORB – N-тип СОХ); IAT – островодужные толеиты; IAB и VAB – базальты островных дуг; CAB – базальты известково-щелочной серии; WPB – внутриплитовые базальты; WPT – внутриплитовые толеитовые базальты; WPA – внутриплитовые щелочные базальты.

приняли точку зрения своих предшественников. В качестве главного доказательства протерозойского возраста амфиболитов они использовали заключение Л.И. Ильченко, обнаружившего в породах проблематичные микроскопические остатки акритарх.

K-Ar датирование амфиболитов выполнено в ИГГД РАН. Измерение количества радиогенного аргона проводилось методом изотопного разбавления с использованием трассера ^{38}Ar . Величина “горячего” холостого опыта по ^{40}Ar не превышала $2 \times 10^{-8} \text{ см}^3$ и составляла не более 15% от измеряемого количества Ar. Погрешность воспроизводимости определения радиогенного Ar не превышала 1.5%. Калий определялся методом фотометрии пламени по стандартной методике с погрешностью 2%. При вычислении значений возраста ис-

пользовались константы распада, рекомендованные Подкомиссией по геохронологии IUGS [22]. Полученные датировки имеют весьма значительный разброс: 473 ± 14 , 215 ± 8 и 166 ± 7 млн. лет, что не дает возможности судить ни о возрасте исходных пород, ни о времени их метаморфизма. Однако следует обратить внимание на самую древнюю из дат. Учитывая, что метаморфические воз-

действия делают открытой К-Аг систему и способствуют в той или иной степени выносу аргона из породы, следует ожидать, что нижняя граница кажущегося возраста будет являться рубежом, ниже которого находится истинный возраст первичного субстрата или первого метаморфизма, если он привел к полной потере радиогенного Аг.

Таким образом, можно предположить, что реальный возраст ортоамфиболитов эмийтасского комплекса лежит ниже значения 473 ± 14 млн. лет и является скорее всего позднепротерозойским или раннепалеозойским.

Таблица 2. Содержания главных петрогенных окислов и микроэлементов в серпентинизированных перидотитах предмайского комплекса (окислы в вес. %, микроэлементы в г/т)

Окислы и микроэлементы	Номера образцов						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	39.62	36.26	40.93	41.52	40.00	39.89	36.80
TiO ₂	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	1.09	0.80	1.17	1.80	1.82	1.10	0.90
FeO*	5.93	7.18	6.39	7.49	6.58	7.49	6.80
MnO	0.09	0.10	0.19	0.13	0.10	0.15	0.10
MgO	37.54	39.39	38.09	37.72	39.06	42.30	39.00
CaO	0.08	0.50	2.54	3.28	2.74	1.05	0.30
Na ₂ O	0.51	0.01	0.01	0.19	0.01	1.05	сл.
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.09	0.03	0.04	сл.
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	—	0.02
Cr ₂ O ₃	0.36	0.33	0.43	0.33	0.30	—	0.33
п.п.п.	13.65	15.55	11.05	8.11	10.14	7.30	14.45
Сумма	100.27	100.41	100.93	100.79	100.89	100.15	98.73
Ti	145	81	174	—	260	—	—
Ba	7	11	20	—	80	—	—
Cr	2776	2683	3183	—	2684	—	—
Ni	1936	2116	1682	—	2433	—	—
Co	91	96	97	—	162	—	—
V	54	69	52	—	76	—	—
Rb	сл.	сл.	сл.	—	36	—	—
Sr	10	9	11	—	5	—	—
Y	3	2	7	—	—	—	—
Zr	6	6	12	—	58	—	—
Nb	сл.	сл.	1	—	15	—	—
Mn	—	—	—	—	810	—	—
Cu	—	—	—	—	сл.	—	—
Zn	—	—	—	—	70	—	—

Примечания: обр. № 6 из коллекции А.И. Самусина и др., НИИГА, 1974 г; местоположение образцов: 1 - 4, 7 - бассейны руч. Предмайский, 5 - устье руч. Харахаан (определения главных петрогенных окислов выполнены в ГЕОХИ РАН, рассеянных элементов в обр. 1 - 3 - в ИГД РАН, в обр. 5 - в ГЕОХИ РАН).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совокупность полученных данных позволяет утверждать, что пиллоу-базальты, серпентинизированные перидотиты и меланократовые эпидотовые ортоамфиболиты, слагающие отдельные структурные элементы зоны чешуйчато-надвиговых дислокаций на юго-востоке о. Большого Ляховского, являются фрагментами офиолитовых ассоциаций.

Пиллоу-базальты и пространственно связанные с ними ультрабазиты обнаруживают умеренные вторичные преобразования и по особенностям минерального и химического составов сопоставляются с эффузивными и мантийными горизонтами офиолитовых ассоциаций, сформировавшихся в геодинамической обстановке спрединговых хребтов океанов. Явными признаками этого являются ниобиевое обогащение пиллоу-базальтов по сравнению с бедными этим элементом островодужными толеитами, увеличение содержания в перидотитах алюминия, кальция и титана.

На основании изложенного мы считаем, что пиллоу-базальты и серпентинизированные перидотиты являются фрагментами некогда единой офиолитовой ассоциации, образовавшейся, судя по Sm-Nd возрасту ее эффузивов, в позднем палеозое. Это первая находка надежно документированных палеозойских офиолитов в арктическом секторе мезозойд Северо-Восточной Азии. После формирования в зоне внутриконтинентального спрединга, породы офиолитовой ассоциации подверглись полистадийным низкотемпературным преобразованиям в подводных условиях и в раннем мелу в обстановке конвергентной границы плит были расчленены на серию надвиговых пластин и прорвана гранитоидами шалауровского комплекса.

Меланократовые ортоамфиболиты эмийтасского комплекса по химическому составу обнаруживают сходство с базитами коры океанов. Поэтому мы также рассматриваем их в качестве офиолитового фрагмента. Весьма удовлетворительное совпадение составов ортоамфиболитов с химизмом пиллоу-базальтов предмайского комплекса вызывает желание объединить их в составе позднепалеозойской офиолитовой ассоциации.

Однако высокая степень метаморфизма и наличие признаков более древнего возраста свидетельствуют, что история эмийтасского офиолитового фрагмента могла быть иной. Возможно, он является реликтом самой древней части коры палеоокеанического бассейна, существовавшего на месте Святоносско-Ляховской сутуры. Эта кора должна была субдуцироваться на ранней стадии закрытия палеоокеана, а ее фрагмент мог стать составной частью фундамента зоны конвергенции, подвергнувшись высокотемператур-

ному метаморфизму. Метаморфические изменения протекали с накоплением щелочей, причем в большей степени калия, чем натрия, что характерно для условий континентальной или субконтинентальной коры.

Фрагменты палеозойской офиолитовой ассоциации (ассоциаций?) в Святоносско-Ляховской зоне, надстраивающей к северо-западу Южно-Аннуйскую сутуру, представляют собой важное звено в палеогеодинамических реконструкциях

Таблица 3. Содержания главных петрогенных окислов и микроэлементов в ортоамфиболитах эмийтасского комплекса (окислы в вес. %, микроэлементы в г/т)

Окислы и микроэлементы	Номера образцов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46.92	48.74	45.94	42.50	47.34	45.65	43.88	43.68	43.37	46.25	48.87	46.60
TiO ₂	0.23	0.25	1.14	1.05	0.28	1.17	2.22	1.13	1.37	1.03	2.28	0.73
Al ₂ O ₃	16.80	16.13	19.84	19.13	17.82	19.94	12.80	19.84	19.12	19.46	13.62	14.80
FeO*	5.85	5.54	10.41	12.85	5.95	11.34	14.11	11.64	10.26	10.38	13.49	11.10
MnO	0.11	0.11	0.22	0.22	0.12	0.24	0.24	0.23	0.14	0.21	0.24	0.23
MgO	12.59	11.83	5.20	6.73	11.56	5.44	9.79	6.75	9.01	5.67	5.59	10.00
CaO	13.66	15.11	11.28	14.85	14.78	10.43	13.61	12.64	13.25	11.63	8.82	11.70
Na ₂ O	1.42	1.06	3.67	1.13	1.41	2.94	1.30	2.31	1.81	2.49	1.80	1.90
K ₂ O	0.33	0.16	0.49	0.44	0.27	0.77	0.20	0.49	0.72	1.05	0.57	0.40
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.52	0.27	0.06	0.34	0.33	0.51	0.14	0.39	0.28	0.08
Cr ₂ O ₃	0.18	0.12	0.01	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
п.п.п.	1.60	1.55	1.30	1.00	0.89	1.15	2.00	0.79	1.22	1.50	4.00	1.00
Сумма	99.75	100.65	100.01	100.22	100.49	99.47	100.51	100.03	100.44	100.08	99.57	98.55
Ti	1563	1747	7333	5207	1346	6010	10838	5528	6849	5834	13041	—
Va	43	57	148	40	сл.	130	60	110	150	180	320	—
Cr	1558	944	56	352	298	389	216	210	232	167	161	—
Ni	209	164	12	сл.	98	сл.	сл.	сл.	32	сл.	41	—
Co	48	45	34	71	22	64	132	87	62	56	145	—
V	157	171	306	303	123	282	503	319	371	269	371	—
Rb	3	4	8	4	23	12	сл.	7	10	15	18	—
Sr	102	138	649	655	162	572	6	741	534	742	120	—
Y	8	10	30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	10	7	75	38	40	61	4	46	47	79	76	—
Nb	сл.	сл.	3	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	—
Mn	—	—	—	1449	779	1523	1530	1460	917	1268	1652	—
Cu	—	—	—	110	сл.	10	250	140	70	470	180	—
Zn	—	—	—	145	42	128	30	83	73	93	80	—

Примечания: образцы 1, 2, 5 – амфиболиты-1, остальные образцы – амфиболиты-2. Местоположение: 1 - 4, 7 - 9 – побережье о. Большого Ляховского возле полярной станции Шалаурова; 5, 6, 11 – южный склон горы Эмий-Тас; 10 – побережье о. Большого Ляховского в 2 км западнее полярной станции Шалаурова, 12 – бассейн ручья Предмайский. Определения главных петрогенных окислов выполнены в аналитической лаборатории ГЕОХИ РАН; микроэлементы в образцах 1 - 3 определены в ИГГД РАН, в остальных образцах – в ГЕОХИ РАН.

Восточно-Арктического региона. В частности, возраст офиолитов указывает на то, что спрединг в Южно-Анжуйском палеоокеане мог иметь место уже в начале карбона, значительно раньше, чем это, например, предполагается Л.П. Зоненшайном с соавторами [7]. Для исследования ранних стадий эволюции Южно-Анжуйского палеоокеана несомненный интерес представляют ортоамфиболиты эмийтасского комплекса и некоторые офиолитовые массивы Южно-Анжуйской зоны, еще крайне слабо изученные. Детальное исследование этих образований послужит более глубокому пониманию тектонической истории складчатого обрамления Северной Пацифики.

Выражаем признательность кандидату геол.-мин. наук С.А. Силантьеву (ГЕОХИ РАН) и ведущему геологу КАГЭ-3 ПГО "Аэрогеология" О.С. Березнер, взявшим на себя труд по просмотру коллекции шлифов и высказавшим ряд замечаний, улучшивших данную работу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас подводных фотографий Красноморского рифта // Сост.: Ю.А. Богданов, Е.В. Жулева, Л.П. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1983. 136 с.
2. Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Грамберг И.С., Шимараев В.Н. Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Сов. геология. 1976. № 9. С. 23 - 38.
3. Виноградов В.А., Дибнер А.Ф., Самусин А.И. О выделении пермских отложений на острове Большом Ляховском // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 5. С. 1200 - 1202.
4. Войцеховский В.Н., Сороков Д.С. Докембрийские образования острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Информ. бюлл. НИИГА. Вып. 4. Л.: НИИГА, 1957. С. 27 - 31.
5. Драчев С.С. Тектоника и мезо-кайнозойская геодинамика района Новосибирских островов. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 19 с.
6. Ермолаев М.М. Геология и полезные ископаемые Новосибирского архипелага. Якутская АССР // Труды СОПС, вып. 2. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. С. 157 - 182.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР // Геотектоника. 1987. № 6. С. 3 - 19.
8. Магматические горные породы. Т.3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 486 с.
9. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.
10. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
11. Пирс Дж.А., Линнард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектонического значения офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134 - 165.
12. Русаков И.М., Виноградов В.А. Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР // Учен. зап. НИИГА, 1969. Регион. геол. Вып. 15. С. 5 - 27.
13. Савостин Л.А., Драчев С.С. Некоторые особенности геологического строения и тектоники юга о. Бол. Ляховского (Новосибирские острова) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 169 - 172.
14. Савостин Л.А., Натанов Л.М., Ставский А.П. Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // 27-й МКГ: Палеоокеанология. Коллоквиум К. 03. Доклады. (Москва, 4 - 14 авг. 1984 г.). М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 172 - 187.
15. Силантьев С.А. Метаморфические породы дна Атлантического океана. М.: Наука, 1984. 103 с.
16. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102 - 133.
17. Ballard R.D., Moore J.G. Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley. New-York, Heidelberg, Berlin, Springer Verlag, 1977. 114 p.
18. Fletcher I.R., Rosman K.J.R. Precise determination of initial Nd from Sm-Nd isochron data // Geochim. Cosmochim. Acta. V. 46. 1982. P. 1983 - 1987.
19. Fujita K., Cook D.B. The Arctic continental margin of Eastern Siberia // The Decade of North American Geology. Vol. L. The Arctic Ocean Region, 1986. P. 217 - 230.
20. Miyashiro A., Shido F., Weing M. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1971. A-268. P. 589 - 603.
21. Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. P. 119 - 130.
22. Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359 - 361.

Рецензент: С.Д. Соколов

Ophiolites of Bol'shoi Lyakhov Island (Novosibirsk Islands)

S. S. Drachev, L. A. Savostin

Pillow basalts, serpentinized peridotites and orthoamphibolites forming the structural elements of the imbricate-thrust zone in the southeastern part of Bol'shoi Lyakhov Island are fragments of heterochronous ophiolites. Pillow basalts and peridotites, once part of a single Late Paleozoic ophiolitic complex, reliably correlate in their geochemistry and mineralogy with effusives and mantle horizons of oceanic spreading zones. The Sm-Nd age of pillow basalts is 291 ± 62 Ma. Orthoamphibolites are metamorphosed gabbroids and tholeiites of mid-oceanic ridges. Their age is Late Proterozoic or Early Paleozoic, not younger: 473 ± 14 Ma (K-Ar). The evidence of Paleozoic ophiolitic fragments in the Svyatonos-Lyakhov suture zone that is the northwestern continuation of the South Anyui suture is important for the paleogeodynamic reconstruction of the East Arctic region.

ПАМЯТИ ЛЬВА ПАВЛОВИЧА ЗОНЕНШАЙНА (1929 - 1992)

Поступила в редакцию 28.01.93 г.



4 ноября 1992 г. после тяжелой неизлечимой болезни ушел из жизни Лев Павлович Зоненшайн – выдающийся ученый-тектонист, член-корреспондент Российской Академии наук, действительный член Российской Академии естественных наук, заведующий лабораторией палеогеодинамики института океанологии РАН, профессор, доктор геолого-минералогических наук.

Отечественная и мировая наука понесли невосполнимую утрату. Лев Павлович умер в неполные 63 года, когда он, во всем блеске творческих сил, приступил к разработке новой фундаментальной научной идеи в геотектонике – концепции глубинной геодинамики Земли. Смерть оборвала его буквально на полуслове.

Вклад Л.П. Зоненшайна в геологическую науку огромен. Он принадлежал к той редкой категории ученых, которые, отличаясь энциклопедическими знаниями геологии континентов и океанов, способны мыслить в глобальном масштабе и синтезировать новые концепции, оказывая влияние на развитие геологической науки в целом. Блестящий тектонист и полевой геолог, перу которого принадлежат великолепные сводки по ка-

ледонидам Западного Саяна, Алтае-Саянской области и Монголии, палеозоидам Центрально-Азиатского складчатого пояса и Урала, мезозоидам Верхоянья, Байкальской кайнозойской рифтовой системе и множество других, Лев Павлович Зоненшайн был в то же время одним из первопроходцев современной океанской геологии, обогатившим наши знания о геологическом строении дна современных океанов уникальными новыми данными, полученными им в процессе многочисленных океанологических экспедиций на научно-исследовательских судах и в результате личных исследований на подводных обитаемых аппаратах. Синтез геологии континентов и океанов на основе теории литосферных плит был главным направлением научного творчества Л.П. Зоненшайна, получившим широкое международное признание и выдвинувшим его на передовые рубежи науки.

Став одним из крупнейших ученых в мире и признанным лидером в нашей стране в области тектоники литосферных плит, Л.П. Зоненшайн создал в рамках этой теории новое научное направление – палеогеодинамику, сущность кото-

рой заключается в анализе истории Земли и прежде всего континентов с плито-тектонических позиций. Главным методом палеогеодинамических исследований является разработка плито-тектонических реконструкций с целью выяснения кинематики литосферных плит в геологическом прошлом, а через нее к пониманию глубинной геодинамики как движущем механизме тектоники плит. Развивая это научное направление, он разработал совершенно новый метод составления палеогеодинамических реконструкций в абсолютных координатах, чего нельзя было сделать, при традиционном использовании палеомагнитных данных, создал концепцию тектоники "горячих полей", в соответствии с которой тектоническая активность Земли определяется подъемом вещества и энергии с границы ядра и мантии в многих "горячих областях", приступил к количественному анализу тектонической активности внешней оболочки Земли, первые результаты которого показали ярко выраженную дискретность этого процесса в истории Земли с максимумами тектонической активности в периоды спокойного магнитного поля, например, в середине мела.

Л.П. Зоненшайн родился 1 декабря 1929 года в Москве в семье интеллигентов – Павла Соломоновича и Ольги Ивановны. П.С. Зоненшайн был инженером-связистом и прошел всю Великую Отечественную Войну в частях морской пехоты. К сожалению, он скончался вскоре после возвращения с фронта из-за полученных ран. Ольга Ивановна – высокообразованная и энергичная русская женщина дворянского происхождения, вынесла после смерти мужа на своих плечах все тяготы по воспитанию детей – Льва Павловича и двух его сестер. Семья не имела большого достатка, но в ней всегда господствовал дух высокой нравственности, справедливости и человеческой доброты, который Лев Павлович впитал с детских лет и который стал неотъемлемой частью его характера.

После окончания средней школы Л.П. Зоненшайн в 1947 г. поступил на Геологический факультет Московского университета, который успешно закончил в 1952 г., получив диплом с отличием. Еще будучи студентом, он отличался исключительно способностями к наукам, что сразу было отмечено не только профессорами и преподавателями факультета, но и учеными Института геологических наук АН СССР, в котором он проходил геологическую практику под руководством Н.Г. Марковой и А.В. Пейве.

Казалось, путь в большую науку был открыт для Льва Павловича. Однако, судьба распорядилась иначе. В силу известных обстоятельств и той политической атмосферы, которая существовала в начале пятидесятых годов в нашей стране, вместо, как всем казалось, логичного приглашения в аспирантуру Л.П. Зоненшайн был распределен после окончания университета в одну из произ-

водственных геолого-съемочных партий в Центральном Казахстане. Так начался длительный, растянувшийся почти на 20 лет, период работы Л.П. Зоненшайна в геолого-съемочных организациях Министерства геологии СССР.

Хорошо это было или плохо? Вероятно, для человека средних способностей это было бы плохо. Но Л.П. Зоненшайн в силу своего большого таланта и неукротимой целеустремленности к научным исследованиям, несмотря на загруженность производственной работой, сумел использовать возможности геолого-съемочных организаций для выполнения серьезнейших региональных научных исследований, став крупнейшим знатоком региональной геологии и тектоники многих сложно построенных складчатых областей.

В 1954 г. Лев Павлович перешел на работу в ведущую геолого-съемочную организацию нашей страны – Всесоюзный Аэрогеологический трест, где буквально в считанные годы стал великолепным геологом-съемщиком. Почти 10 лет он руководил работами по составлению геологической карты Западного Саяна и Тувы (м-ба 1 : 200000), серия листов которой была опубликована под его редакцией. По результатам этих работ им написаны многочисленные научные статьи по тектонике, стратиграфии, магматизму, геологическим формациям нижнепалеозойских комплексов этого сложного в геологическом отношении и тогда еще слабо изученного региона. Выходя далеко за рамки производственных заданий, что было характерно для Л.П. Зоненшайна уже тогда, он анализирует строение и историю развития всей Алтае-Саянской области, выясняет закономерности ее формирования, создавая атмосферу научного поиска в руководимых им производственных коллективах. Логическим завершением этого периода исследований Л.П. Зоненшайна явилась его первая монография "Тектоника Западного Саяна", защищенная им в качестве кандидатской диссертации в МГУ в 1962 г. Так произошло становление Л.П. Зоненшайна как перспективного молодого ученого, на которого сразу обратили внимание такие крупные тектонисты того времени как А.А. Богданов и Ю.М. Шейнманн.

Сравнительно короткий период времени Л.П. Зоненшайн руководил геологической съемкой на северо-восточной окраине Сибирской платформы, в Верхоянье. При этом были выполнены интересные и оригинальные исследования по механизмам складкообразования монотонного терригенного верхоянского комплекса.

С 1964 г., почти на 10 лет, Лев Павлович снова обратился к изучению палеозойских складчатых сооружений Центральной Азии, на этот раз в Монголии. Поначалу Л.П. Зоненшайн руководил работами по составлению Геологических карт Хангайского нагорья, в Средней Гоби, в Восточной Монголии масштаба 1 : 500000, а затем, перейдя в Научно-исследовательскую Лабораторию

рию геологии зарубежных стран, он получил, наконец, возможность заняться целеустремленными научными исследованиями. Этот “монгольский период” работы стал для Л.П. Зоненшайна чрезвычайно плодотворным.

Круг его научных исследований как всегда был необычайно широк и включал практически все аспекты геологии Монголии – каледонские и варисийские складчатые зоны, докембрийские массивы и их палеозойские и мезозойские чехлы, проблемы стратиграфии и магматизма, полезные ископаемые. Именно в этот период Л.П. Зоненшайн особенное внимание уделил изучению офиолитовых комплексов, которые он одним из первых в нашей стране стал рассматривать как фрагменты былой океанической коры. Он активно участвовал в составлении Тектонической карты Монголии, в основу которой был положен принцип классификации складчатых областей по типам земной коры – океаническому или континентальному, на котором они формировались. Развивая эти представления и обобщив огромный материал по геологии Алтае-Саянской области, Монголии, Казахстана и Средней Азии, Л.П. Зоненшайн создал стройную концепцию строения и развития Центрально-Азиатского складчатого пояса, изложенную им в монографии “Учение о геосинклиналих и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу”. Эту работу Лев Павлович в 1970 г. блестяще защитил как докторскую диссертацию. Лев Павлович получает признание как зрелый ученый и тектонист, способный решать крупнейшие теоретические проблемы тектоники. В этой работе была предпринята первая попытка в нашей стране связать учение о геосинклиналих с отдельными элементами тектоники литосферных плит и было дано обоснование океанической природы палеозойских эвгеосинклиналей Центральной Азии. Но полностью принять плейттектоническую концепцию он еще не был готов.

1973 г. стал годом крутого перелома в научном мышлении Л.П. Зоненшайна. Концепция тектоники литосферных плит увлекает его все больше и больше. Он творчески перерабатывает огромную массу научной литературы, осваивает смежные области знаний – геофизику, геохимию, сейсмологию, палеомагнетизм. Л.П. Зоненшайн окончательно становится на позиции этой новой теории. Несомненно, что этому способствовало и то, что в 1974 г. Л.П. Зоненшайн по приглашению А.С. Мониной переходит на работу в Институт океанологии АН СССР в качестве заведующего Лабораторией палеогеодинамики и активно включается в изучение обширного круга проблем, связанных с изучением геологии современных океанов. Начался новый “академический” период в творческой жизни Л.П. Зоненшайна, когда он получил возможность отдать все свои силы и время только научным исследованиям,

что всегда было не просто его мечтой, но и внутренней потребностью.

В это время наиболее полно раскрылись талант и творческие возможности Льва Павловича. Он участвует в многочисленных океанологических экспедициях в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, изучает геологию и тектонику океанского дна, в том числе с помощью обитаемых подводных аппаратов “Пайсис” и “Мир”, в рифтовых долинах Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов, в Красном море, в рифте Таджур, исследует участки их пересечения с трансформными разломами. Им были установлены многие важные детали строения рифтовых долин срединно-океанических хребтов, например, аномальные склоны долин медленно-спрединговых хребтов, что крайне важно для понимания геологии офиолитов. Была показана зависимость строения осевых зон от “уровня астеносферного зеркала”, разработана двуслойная модель магматической камеры под срединно-океаническими хребтами. Все это нашло отражение в многочисленных статьях и монографиях Л.П. Зоненшайна и стало достоянием не только отечественной науки, но и получило большой резонанс в международных научных кругах.

Неосуществленной мечтой Льва Павловича осталось изучение зон современной субдукции, которой он придавал очень большое значение как главного движущего механизма тектоники литосферных плит и которую он предполагал изучить на примере Камчатско-Курильского желоба, спустившись в его глубины на обитаемых подводных аппаратах. Но смерть не позволила ему осуществить эти планы.

Интенсивно изучая геологию дна современных океанов, Л.П. Зоненшайн не прекращал активно работать в области континентальной геологии, продолжая свои исследования тектоники Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он первым обосновал ставшее ныне общепринятым понятие о палео-Азиатском океане, очертив его границы в пространстве и времени. Под его руководством было выполнено интереснейшее исследование раннепалеозойских палеоокеанических структур на Южном Урале, в процессе которого было доказано исключительное, до мельчайших деталей, сходство среднедевонских офиолитов Южных Мугоджар с базитовыми комплексами рифтовых долин современных срединноокеанических хребтов. В то же время была проанализирована тектоническая история Арктики, северо-восточной части нашей страны и Евразийского бассейна. Л.П. Зоненшайн выполнил оригинальные исследования по кинематике микроплит Центральной Азии в новейшее время. Он был инициатором и непосредственным участником комплексных геодинамических исследований кайнозойской Байкальской рифтовой системы с использованием многоканального сейсмического

профилирования и подводных аппаратов “Пайсис”. Эти работы получили большой международный резонанс, т.к. позволили решить важнейшие вопросы механизма и истории формирования этой уникальной структуры. Л.П. Зоненшайн играл ведущую роль в реализации международного советско-французского проекта по истории океана Тетис, тесно сотрудничая с такими международными авторитетами в области тектоники литосферных плит как К. Ле Пишон. Результаты этих исследований были опубликованы в целой серии интереснейших монографий.

Расширяя круг своих исследований в океанах и на континентах, Л.П. Зоненшайн вышел на глобальный уровень научных обобщений. Прежде всего это выразилось в создании серий глобальных плито-тектонических реконструкций для разных временных интервалов палеозоя, мезозоя и кайнозоя на основании палеомагнитных данных в сочетании с анализом климатических, биогеографических и геологических материалов. Совокупность таких реконструкций раскрывала с мобилистских позиций сложную историю возникновения и развития не только современных океанов, но и их палеоаналогов в структуре континентов.

Над этой проблемой Л.П. Зоненшайн работал до последних дней жизни. Начав с относительно традиционных способов построения таких реконструкций, он последовательно их совершенствовал, а затем разработал принципиально новый метод создания глобальных реконструкций в абсолютных координатах на основе совместного расчета данных по траекториям движения литосферных плит над “горячими полями”, маркируемыми внутриплитным магматизмом, и собственно палеомагнитных измерений. Важнейшей частью метода является анализ геологии складчатых поясов континентов, выявление в их пределах сутурных зон палеоокеанов и особенностей размещения комплексов пород активных и пассивных континентальных окраин и других важных для геодинамического анализа магматических и структурных признаков. Это осуществляется в процессе создания предварительных статических (в современных координатах) геодинамических карт. Их примером может служить Геодинамическая карта СССР и прилежащих областей (масштаб 1 : 2500000), идейным вдохновителем и одним из главных редакторов которой был Л.П. Зоненшайн. Фактическому материалу, положенному в основу этой карты, посвящена двухтомная монография “Тектоника литосферных плит СССР” (в соавторстве с М.И. Кузьминым и Л.М. Натаповым), содержащая региональный плито-тектонический анализ развития большей части Евразийского материка, переизданная в США. В этом же ряду стоит и другая монография Л.П. Зоненшайна “Глобальная тектоника, магматизм и металлогения” (в соавторстве с М.И. Кузьминым и В.М. Моралевым), в которой на фоне

плито-тектонического анализа показана соподчиненность рудных поясов современным и древним границам литосферных плит.

Эти работы вывели Л.П. Зоненшайна в число крупнейших мировых авторитетов в области глобальных плито-тектонических реконструкций. Совокупность этих работ и их теоретическое обоснование составили сущность созданного Л.П. Зоненшайном нового самостоятельного научного направления в тектонике, которое он назвал исторической геодинамикой или палеогеодинамикой. Главным содержанием палеогеодинамики, как это формулировал Л.П. Зоненшайн, являются плито-тектонические реконструкции, основная цель которых – восстановление прежнего положения литосферных плит, выяснение их прошлой конфигурации, установление типа границ литосферных плит и определение характера взаимодействия литосферных плит между собой, т.е. расчет параметров движения плит, позволяющих вычислять векторы направления и скорости движения на границах смежных плит. Таким образом, основной задачей палеогеодинамики является изучение кинематики литосферных плит в геологическом прошлом, что позволяет в конечном счете подойти к пониманию эволюции глубинной геодинамики.

Наиболее полное изложение эта научная концепция получила в последней книге Л.П. Зоненшайна “Палеогеодинамика”, написанной совместно с М.И. Кузьминым и опубликованной в конце 1992 г. незадолго до его смерти. Не вызывает сомнений, что эта блестящая по форме изложения и очень глубокая по степени проработки теоретических проблем монография привлечет внимание самых широких кругов геологов нашей страны и мирового сообщества и станет прекрасным памятником научного наследия Л.П. Зоненшайна.

В последние годы Л.П. Зоненшайн, понимая, что теория тектоники литосферных плит не может исчерпать все аспекты тектонического развития Земли, приступил к изучению тектонических процессов в глубинных оболочках планеты и начал разработку концепции тектоники “горячих полей”, в соответствии с которой тектоническая активность Земли определяется подъемом тепло-массопотоков с границы ядра и мантии в немногих областях, отмеченных на земной поверхности концентрацией проявлений внутриплитного магматизма. Эта концепция находится в соответствии с новыми данными по изотопной геохимии, сейсмической томографии и формой геоида и имеет важное теоретическое значение, намечая пути познания эволюции вещества и структуры не только Земли, но и планет земной группы. Впервые высказанные в 1991 г., эти идеи Л.П. Зоненшайна нашли дальнейшее развитие в его последней статье “Глубинная геодинамика Земли”, написанной (при участии М.И. Кузьмина) бук-

вально за месяц до его кончины и увидевшей свет уже после его смерти.

В последние 10 - 15 лет своей творческой жизни Л.П. Зоненшайн вел также большую научно-организационную работу, активно участвовал в работе ряда сессий Международного геологического и Международного геофизического конгрессов, проводил международные симпозиумы и совещания, занимал руководящие должности в нескольких проектах Международной программы "Литосфера". Он был членом Национального комитета геологов СССР, членом бюро Межведомственного тектонического комитета и Комиссии по Международным тектоническим картам. По его инициативе в нашей стране был создан Научный совет по тектонике литосферных плит, первым председателем которого он являлся. Он был избран вице-председателем Комиссии "Тектоника" Международного союза геологических наук. Важным свидетельством высокого международного авторитета Л.П. Зоненшайна стало и его избрание членом Американского геофизического союза и членом редакционных коллегий известных международных научных журналов: "Tectonophysics", "Tectonics", "Earth and Planetary Sciens Letters", "Marine Geophysical Research".

Лев Павлович Зоненшайн был удивительным человеком выдающихся качеств – мягким, необычайно доброжелательным, светлым и обаятельным, очень терпимым в жизни, отзывчивым в общении с друзьями и коллегами по работе и в то же время мог быть твердым и даже жестким при отстаивании своих научных или нравственных прин-

ципов. Он был великолепным полевым геологом и одновременно крупнейшим теоретиком, бесконечно влюбленным в науку, которая стала главным смыслом его жизни. В нем сочетались огромный талант ученого и невероятная трудоспособность, которая, казалось, не знала предела. Лев Павлович работал одержимо по 12 - 16 часов в сутки, практически без отдыха и так на протяжении многих лет. Не удивительно, что число его научных публикаций превышает 350, среди которых не один десяток крупных монографий.

Став крупнейшим ученым и получив широкое международное признание, он всегда оставался настоящим патриотом своей страны и отечественной науки, очень переживал в последнее время трудности ее развития, как он надеялся, временные, и делал все от него зависящее для преодоления этого кризиса. Не случайно созданный в США при Арлингтонском университете штата Техас Научный Центр по содействию развитию российской геологии и тектоники после его смерти был назван его именем.

Ушел из жизни чудесный человек и все, кто его знал, будут хранить добрую память о Льве Павловиче Зоненшайне.

Н.Л. Добрецов, А.Л. Книппер, Ю.М. Пуцаровский, В.Е. Хаин, А.А. Моссаковский, А.С. Перфильев, Н.В. Короновский, Ч.Б. Борукаев, В.С. Буртман, В.И. Коваленко, Н.А. Богданов, А.П. Лисицын, В.Г. Казьмин, И.М. Кузьмин, Н.Г. Маркова, Л.М. Натанов, Л.А. Савостин, И.Б. Филиппова, А.Ф. Адамович, В.Д. Чехович, С.М. Тильман, Г.С. Закариадзе, Б.В. Баранов, Д.И. Печерский

Сдано в набор 01.02.93 г.	Подписано к печати 12.04.93 г.	Формат бумаги $60 \times 88\frac{1}{8}$		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 12.6 тыс.	Уч.-изд. л. 14.0	Бум. л. 7.0
	Тираж 882 экз.	Зак. 4083	Цена 9 р. 90 к.	

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

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление.
Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. - М. : Наука, 1992. - 263 с.
(Тр. ГИН; Вып. 473) - ISBN 5-02-002234-9.

В монографии приведен обширный региональный материал, касающийся структур океана и его активной окраины. Предложены новые аспекты тектонической истории дна Тихого океана и его обрамления. Выяснено большое значение в структурообразовании процессов тектонического расслоения коры и верхней мантии. На основе корреляции тектонических движений установлена сложнейшая картина их проявления как во времени, так и в пространстве. Показана сложность латерального геодинамического взаимодействия коровых и мантийных масс в зоне перехода океан-континент. Раскрыты особенности аккреционной тектоники во всех секторах тихоокеанского обрамления. Аргументируется новая модель глубинных тектонических процессов, основанная на разноуровневом, нерегулярном во времени и разномасштабном проявлении глубинной конвекции. Книга предназначена для геологов широкого профиля, тектонистов, геофизиков.

Ил. 54. Библиогр. : 286 назв.

The book comprises extensive regional data concerning structural pattern of the ocean and its active margin. Authors suggest new aspects in the tectonic history of the Pacific floor and its framing. The tectonic layering of the crust and upper mantle is shown to have a prime significance of structural evolution. Correlation of tectonic motions has been used to reveal a complex pattern of their manifestation both in time and in space. Compound lateral geodynamic interaction of crustal and mantle masses is proved for the ocean-continent transition zone. Features of accretionary tectonics are disclosed throughout the Pacific framing sectors. A new model of deep tectono-magmatic processes is advanced based on variable levels and irregular patterns deep convection manifestations in time and scope. The book is intended for geologists, tectonists and geophysists.