

Номер 5

ISSN 0016-853X

Сентябрь - Октябрь 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

XXX

1965 ЛЕТ 1995



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 1995 Сентябрь - Октябрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

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

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

*В 1995 году журналу оказана финансовая поддержка
Российским фондом фундаментальных исследований
(грант №95-05-94011)*

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1995 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 1995

Пульсации Земли <i>Е. Е. Милановский</i>	3
Тектоника салаирид Западной Монголии <i>С. В. Руженцев, В. В. Бурашников</i>	25
Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии <i>В. В. Ярмолук, В. И. Коваленко, В. Г. Иванов</i>	41
О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) <i>Г. С. Гусев, В. Е. Хаин</i>	68
Структурные особенности, состав и тектоническое значение мезозойских образований группы Диаризос (юго-западный Кипр) <i>А. Я. Шараськин, Ю. В. Карякин, А. Л. Книппер, Т. Н. Хераскова</i>	83

Дискуссии

Ответ на комментарий М.Н. Шапиро к статье “Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород” <i>В. П. Зинкевич</i>	92
---	----

Хроника

С.В. Руженцеву – 60 лет	95
-------------------------	----

Contents

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 5, 1995

Pulsation of the Earth <i>E. E. Milanovsky</i>	3
Tectonics of salairides in the Western Mongolia <i>S. V. Ruzhentsev, V. V. Burashnikov</i>	25
The Late Mesozoic-Cenozoic intraplate volcanic province in Central-East Asia: a prodjection of mantle hot field <i>V. V. Yarmolyuk, V. I. Kovalenko, V.G. Ivanov</i>	41
On relations between Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoi and Mongol-Okhotsk Terranes (South of Mid-Siberia) <i>G. S. Gusev, V. E. Khain</i>	68
Structure, composition and tectonic significance of the Mesozoic Dhiarizos Group (southwestern Cyprus) <i>A. Ya. Sharaskin, Yu. V. Karyakin, A. L. Knipper, T. N. Kheraskova</i>	83

Discussions

In response to the M.N. Shapiro's comments upon the paper "Tectonics of the Eastern Framing of Kamchatka's Sredinny Massiv of Metamorphic Rocks" <i>V. P. Zinkevich</i>	92
---	----

Chronicle

Ruzhentsev S.V. – 60-th birthday	95
----------------------------------	----

Сдано в набор 01.06.95 г.

Подписано к печати 31.07.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 6.6 тыс.

Уч.-изд. л. 11.9

Бум. л. 6.0

Тираж 528 экз.

Зак. 3051

ПУЛЬСАЦИИ ЗЕМЛИ

© 1995 г. Е. Е. Милановский

Геологический факультет МГУ, Москва

Поступила в редакцию 26.05.94 г.

В истории Земли многократно чередовались эпохи и фазы, характеризовавшиеся преобладанием или усилением в глобальном масштабе тектонических деформаций горизонтального расширения коры (фаз активизации рифтинга и спрединга) и ее сжатия ("фаз складчатости"); эти явления рассматриваются в качестве проявлений некоторых периодических изменений объема, радиуса и площади поверхности Земли – ее пульсаций. С чередованием экспансионных и контракционных фаз геопульсаций тесно связаны также существенные периодические изменения в ходе седиментационных, геоморфологических, магматических, минерогенических и других геологических, а также геофизических процессов. В частности, фазы расширения Земли отмечены активизацией базальтового вулканизма, подъемом уровня океана, а фазы сжатия – падением его уровня и учащением геомагнитных инверсий. Намечается многоуровневая иерархическая система пульсационных циклов разных рангов и длительности, выявляются их особенности и некоторые общие тенденции и закономерности развития геопульсационных процессов в фанерозое. Обсуждается возможная природа геопульсаций.

ВВЕДЕНИЕ

Неравномерность во времени в интенсивности проявлений процессов горизонтального сжатия (сокращения) земной коры и ее растяжения (расширения), свойственная как отдельным регионам, так и Земле в целом, в настоящее время может считаться эмпирически установленной важной закономерностью ее развития, которая должна учитываться в любой геотектонической концепции, претендующей на адекватное отражение геологической реальности. Первоначально эта неравномерность и даже прерывистость, а также периодическая повторяемость были отмечены в отношении проявлений деформаций горизонтального сжатия земной коры, главным образом, в формах складко-, надвиго- и шарьяжеобразования, а также ряда сопутствующих им геологических процессов, что привело в итоге к возникновению в конце прошлого века фундаментальных представлений о глобальных эпохах складчатости (М. Бертран, [26]), а в начале нашего века – о фазах складчатости внутри этих эпох (Г. Штилле, [39]). В ходе накопления гигантского регионального материала на протяжении последнего столетия эти представления неоднократно подвергались критике, но в основном выдержали проверку временем и сохранили свое значение, постепенно уточняясь и дополняясь, обогащаясь содержанием, а в процессе неоднократной смены теоретических концепций и парадигм получали новую интерпретацию.

Значительно позднее, в основном в последние 20 - 25 лет, аналогичные неравномерность, прерывистость и повторяемость были выявлены в

отношении процессов горизонтального растяжения (расширения) земной коры; внутри материков это непосредственно выражается в формах рифтинга, сбросообразования, развития систем приоткрывающихся магмовыводящих трещин, а в зонах раздвига континентальных глыб и, особенно, в пределах океанов, где эти явления могут достигать наибольшего масштаба, – также в форме спрединга океанской коры.

Однако, хотя сам феномен неравномерности в проявлениях во времени каждой из этих групп тектонических процессов, которые мы в дальнейшем для краткости будем называть соответственно контракционными и экспансионными, ныне не вызывает сомнений, конкретные соотношения эпох и фаз усиления и ослабления (и даже полного затухания) обоих этих процессов, а также относительный глобальный эффект каждого из них на разных этапах истории Земли пока недостаточно выяснены и трактуются по-разному. Заметим, однако, что постепенное осознание огромной роли процессов расширения земной коры в результате успехов, достигнутых в последние десятилетия в изучении ложа океанов, а также континентального рифтогенеза, заставило большинство геологов отказаться от господствовавшей во второй половине 19-го - первой половине 20-го веков контракционной гипотезы, а некоторых из них склонило к принятию альтернативной гипотезы расширения Земли в тех или иных масштабах и на тех или иных этапах ее эволюции.

В первоначальном варианте популярной ныне концепции тектоники литосферных плит, подкупавшем своей простотой и стройностью,

глобальная неравномерность во времени в проявлениях деформаций расширения и сокращения коры не находила себе места, а вопрос о преобладании тех или других процессов на отдельных стадиях развития Земли вообще не ставился, поскольку сама возможность их неравенства в масштабе всей планеты а priori исключалась положенным в основу этой концепции постулатом о неизменности размеров Земли на протяжении геологической истории [4].

В позднейших усложненных ее вариантах, более адаптированных к учету важнейших эмпирических геологических закономерностей (например, в модели так называемого “цикла Вильсона”), эта неравномерность и глобальная повторяемость тектонических процессов во времени стала приниматься во внимание. Вместе с тем, догма о полном постоянстве размеров Земли заставляет ортодоксальных сторонников плитотектонической концепции предполагать, что, коль скоро периодическая активизация деформаций горизонтального расширения земной коры в тех или иных регионах имеет место, она должна неизбежно сопровождаться одновременной компенсирующей их эффект в глобальном масштабе интенсификацией процессов сокращения коры в других регионах в формах различных деформаций сжатия (“скупивания”) и, главным образом, — усиления процесса “поглощения” океанской коры в зонах субдукции, играющего в модели тектоники плит роль главного механизма, уравновешивающего результат спрединга на Земле неизменного радиуса.

Однако накопленный к настоящему времени опыт корреляции во времени тектонических событий в различных областях Земли показывает, что хотя контракционные и экспансионные процессы в них могли происходить одновременно, фазы их усиления и ослабления в глобальном масштабе, по крайней мере, во многих случаях не совпадали и, более того, чередовались между собой [5, 9, 11, 37 и др.]. Это свидетельствует в пользу справедливости пульсационной геотектонической концепции, по-видимому, впервые высказанной в начале 20-го века А. Ротплетцом [35] и позднее развивавшейся в разных вариантах рядом выдающихся зарубежных (В. Бухер, [27], А. Грэбо, [28], Дж. Умбгрове, [42], Р. Шеридан, [36], Р.Л. Ларсон, [30, 31]) и отечественных геологов (М.М. Тетяев, [19], М.А. Усов, [20], В.А. Обручев, [17], П.Н. Кропоткин, [7] и многие другие). Представления об осцилляциях или пульсациях Земли разделяет также В.Е. Хаин [21, 22], который, будучи горячим сторонником концепции тектоники плит, вместе с тем считает необходимым освободить ее от постулата о неизменности размеров Земли на протяжении геологической истории (впрочем, в этом случае присущая плитотектоническим моделям изящная и строгая гео-

метрия взаимных перемещений литосферных плит лишается своей теоретической основы).

Автор этих строк более 15 лет назад пришел к убеждению о существовании пульсаций Земли различного порядка и продолжительности, происходивших на фоне ее общего слабого или умеренного расширения, преобладавшего на отдельных этапах геологической истории. В серии работ, опубликованных в 1978 - 1984 гг. [9 - 11, 13 и др.], было показано, что наряду с чередованием фаз, характеризовавшихся преобладанием в глобальном масштабе тектонических деформаций горизонтального растяжения (рифтинг, спрединг и пр.) и фаз с преобладанием деформаций сжатия (складчато-надвиговых, шарьяжных, сдвиговых) и связанного со сжатием коры горообразования (“фазы складчатости” Штилле), о геопулсациях могут косвенно свидетельствовать также многие другие геологические явления. С экспансионными фазами связываются, в частности, активизация вулканической деятельности в целом и, в первую очередь, базальтового вулканизма в пределах континентов и океанов, “раскрытие” и расширение офиолитовых зон в подвижных поясах, эвстатические повышения уровня Мирового океана (за исключением случаев, когда они имеют гляциоэвстатическую природу), отражающиеся в формировании трансгрессивно залегающих комплексов мелководноморских и частично континентальных отложений на окраинах и низменностях стабильных областей континентов, выработка обширных пенепленов и широкое развитие кор химического выветривания на примыкавших к ним континентальных равнинах.

Контракционным фазам, напротив, сопутствуют периоды ослабления или временного прекращения базальтового вулканизма на континентах и океанах (в спрединговых зонах, на подводных вулканических плато и хребтах), “закрытие” офиолитовых зон и их превращение в результате сжатия в узкие сутуры и аллохтонные тектонические чешуи, а также эвстатические понижения уровня океана и формирование связанных с ними регрессивных комплексов или перерывов в осадконакоплении на шельфах и континентах, усиление эрозионного расчленения их поверхности в результате понижения главного базиса денудации — уровня Мирового океана, накопление эвапоритовых формаций в полуизолированных или изолированных бассейнах, и т.д. Следует напомнить, что вплоть до 70-х годов некоторые видные геологи, в частности, А.Л. Яншин [25] сомневались в существовании эвстатических колебаний уровня Мирового океана, поскольку крупнейшие трансгрессии на отдельных континентах и платформах в их пределах не совпадали между собой во времени и в значительной мере контролировались специфическим для них режимом эпигерогенических движений. Поэтому предположения

о связи колебаний поверхности океана с общепланетарной ритмичкой тектонических движений земной коры и, тем более, о конкретной приуроченности эвстатических повышений его уровня к глобальным фазам ее растяжения, а понижений – к фазам сжатия, равно как и сопутствующих тем и другим седиментационным, геоморфологическим и другим процессам, казались в то время сугубо гипотетическими.

Автором были высказаны также представления о существовании геопульсационных циклов разного ранга, начиная от суперциклов продолжительностью до 0.5 - 1 млрд. лет и кончая циклами длительностью порядка 10 лет, намечаемых на основании обнаружения периодических ничтожных изменений силы тяжести и скорости вращения Земли.

В свете пульсационной концепции автор предложил в 1982 г. [7] принципиально новую интерпретацию содержания неотектонической стадии развития Земли, согласно которой крупная глобальная эпоха усиления проявлений горизонтального сжатия (конец эоцена–миоцен), завершающая альпийский геотектонический цикл развития Средиземноморского подвижного пояса, сменилась в конце миоцена–плиоцене (5 - 10 млн. лет назад) эпохой преобладания горизонтального растяжения коры и активизации вулканизма в глобальном масштабе, возможно, знаменующей собой начало нового, постальпийского, геопульсационного геотектонического цикла.

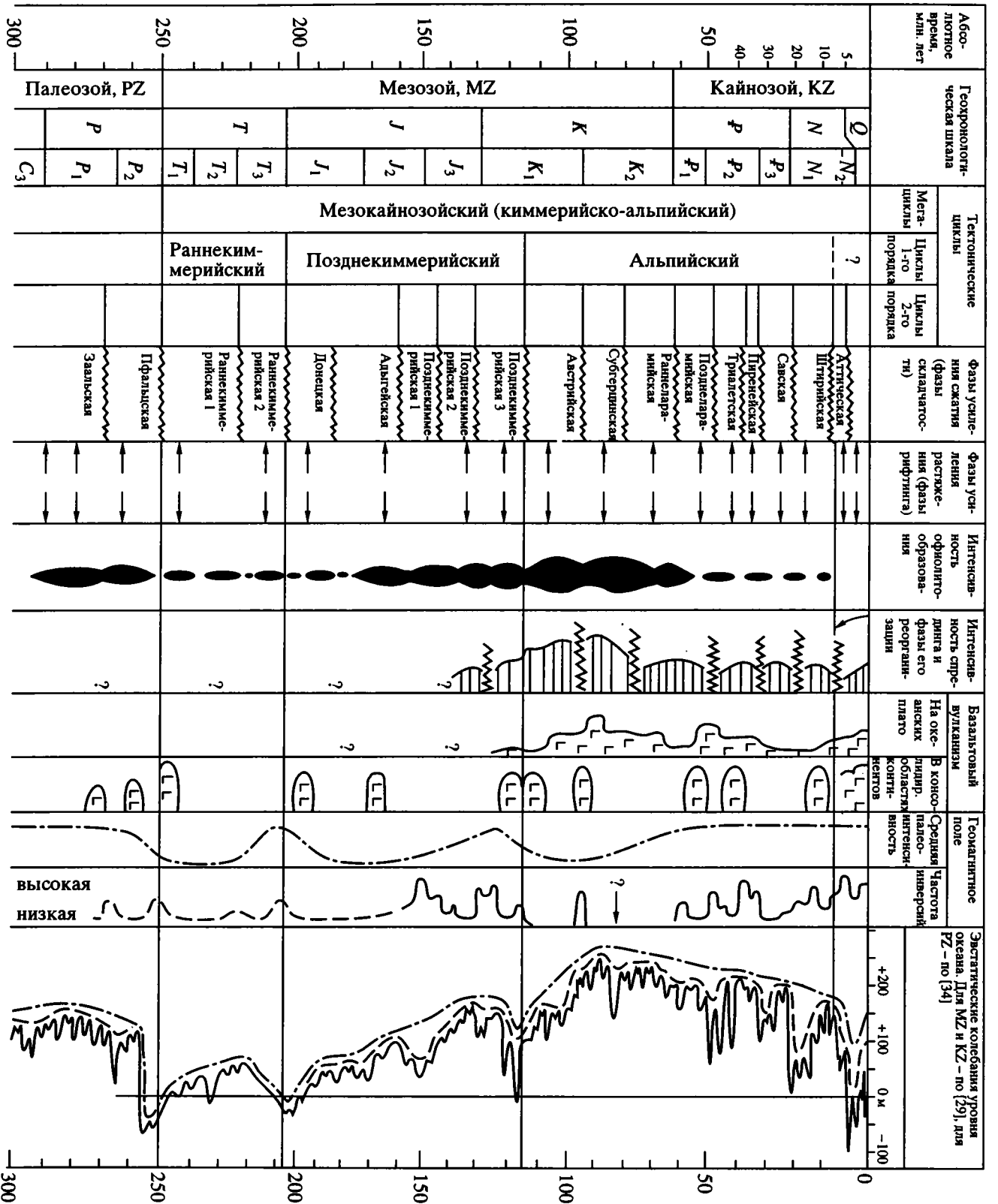
НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗЛИЧНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ПУЛЬСАЦИОННОГО РЕЖИМА РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В последние 10 - 15 лет было получено много новых геологических и геофизических данных, свидетельствующих о неравномерности, периодичности и пульсационном характере течения различных тектонических, магматических и других геологических процессов, позволяющих более точно датировать и коррелировать их конкретные проявления и разработать шкалу геопульсационных циклов различных порядков для фанерозоя (рис. 1).

В итоге многолетних исследований, на основе анализа огромного массива био- и литостратиграфических, магнитостратиграфических, сейсмостратиграфических материалов П.Р. Вэйл, Б.У. Хак, Дж. Харденболь и их сотрудники [2, 29] выделили в разрезах мезозойских и кайнозойских мелководноморских и фашиально связанных с ними континентальных отложений стабильных областей континентов и их окраин более 120 синхронных трансгрессивно-регрессивных комплексов, обычно разделенных поверхностями перерыва, – так на-

зываемых секвенций (т.е. последовательностей); каждая из них отвечает самостоятельному циклу эвстатических колебаний уровня океана продолжительностью от 1 до 5, изредка до 8 млн. лет, а в среднем около 2 млн. лет. Одновозрастность секвенций в различных далеко отстоящих разрезах (в частности, на разных берегах океанов и различных континентов) и синхронность их границ позволяют считать, что эти циклы имеют общепланетарный характер и в основном должны контролироваться периодически повторяющимися колебательными тектоническими движениями поверхности дна океанов, изменяющими их общую емкость; уменьшение ее (при неизменном объеме водной массы) приводит к подъему уровня Мирового океана и его трансгрессиям, а увеличение – к его падению и регрессиям. Амплитуда колебаний уровня океана на протяжении одного такого цикла (цикла 3-го порядка) составляет от первых десятков метров до 50 - 100 м, а их общий размах на протяжении мезозоя и кайнозоя достигает 350 м (от +250 до –100 м) относительно современного уровня океана (рис. 2).

Конкретный характер изменений формы ложа океанов в течение пульсационного цикла пока недостаточно ясен. Нередко предполагается, что уменьшение общей емкости океанских ванн, приводящее к повышению уровня Мирового океана и трансгрессиям, связано с расширением и поднятием поверхности, а следовательно, и возрастанием объема внутриокеанических рифтовых хребтов в первой половине каждого цикла, а увеличение емкости океанов, приводящее к регрессиям, – с оседанием и уменьшением объема этих хребтов в конце циклов (рис. 3). Возможно, однако, что регрессии вызываются усилением контрастности главных форм рельефа Земли – относительным погружением ложа океанов и подъемом поверхности континентов во время фаз некоторого сжатия Земли, а трансгрессии – уменьшением этой контрастности, как бы некоторым разглаживанием главных неровностей глобального рельефа Земли и, соответственно, уменьшением средней глубины океанского дна (наподобие разглаживания поверхности резинового мяча при накачивании в него воздуха) во время фаз расширения Земли. Определенную лепту в колебания уровня Мирового океана вносят изменения объема его водной массы в процессе неравномерно протекающей дегазации мантии, которая относительно усиливается в экспансионные фазы пульсационных циклов разных порядков (т.е. во время трансгрессий), когда приоткрываются магмо- и флюидовыводящие каналы в верхней мантии и коре и активизируется вулканическая деятельность, и ослабевает во время контракционных фаз, а также в результате связывания части океанских вод в составе осадков.



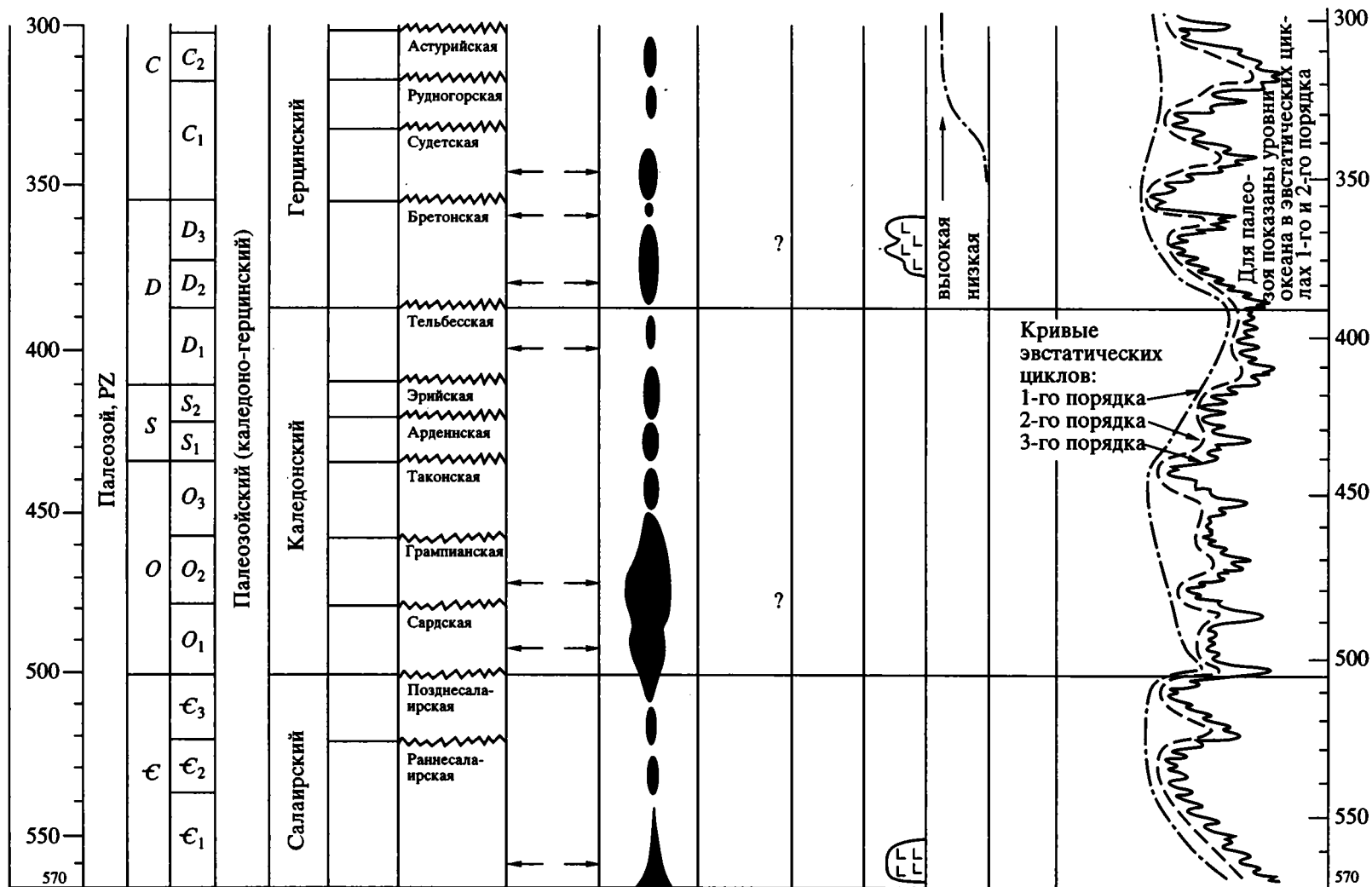


Рис. 1. Сводная диаграмма различных проявлений пульсаций Земли разных порядков в фанерозое и их корреляция, по [12].

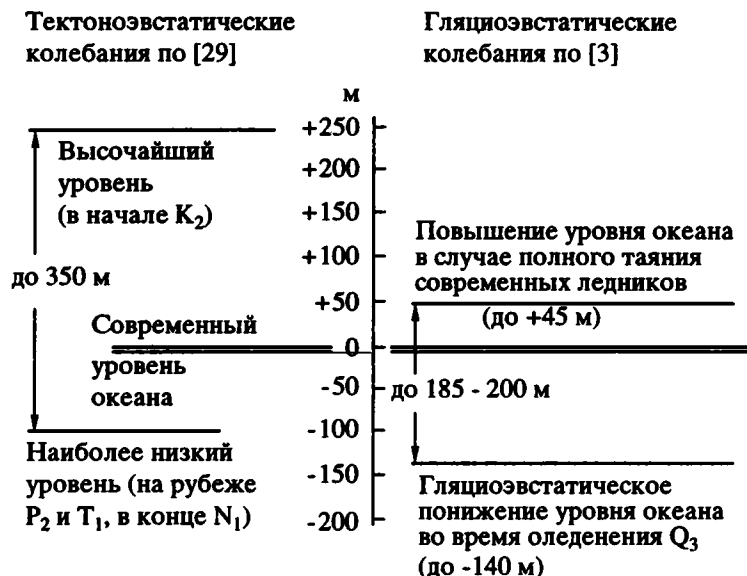


Рис. 2. Предельные амплитуды тектоноэвстатических и гляциоэвстатических колебаний уровня океана в мезозое и кайнозое.



Рис. 3. Возможные механизмы тектоноэвстатических колебаний уровня океана

1, 2 – уровень океана: 1 – в начале и 2 – в конце фазы; 3, 4 – земная поверхность: 3 – в начале и 4 – в конце фазы; 5 – подъем и опускание земной поверхности в течение фазы; 6 – общее сокращение и сжатие коры в контракционную фазу; 7 – общее расширение и растяжение коры в экспансионную фазу.

Циклический характер процесса осадконакопления, аналогичный таковому в мезокайнозое, установлен и для палеозоя [34]. В периоды крупных материковых оледенений эвстатические колебания уровня океана, в основном имеющие тектоническую природу (“тектоноэвстатические”), осложняются накладывающимися на них более кратковременными гляциоэвстатическими колебаниями, циклы которых измеряются интервалами времени от первых сотен тысяч лет до десят-

ков тысяч и тысяч лет (продолжительность ледниковых эпох и межледниковий, а также их крупных фаз и мелких стадий). В частности, роль гляциоэвстатического фактора должна учитываться для позднего кайнозоя, начиная с олигоцена, когда (около 30 - 35 млн. лет назад) оледенению впервые подверглась Антарктида, и особенно для плиоцена и антропогена, когда оно периодически охватывало обширные северные области Северной Америки и Евразии, Гренландию, Северный

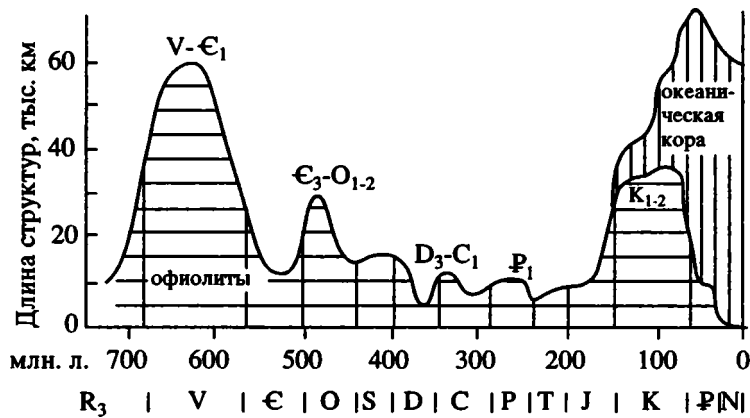


Рис. 4. Изменение интенсивности генерации коры океанического типа в течение фанерозоя. По [24], с изменениями.

Ледовитый океан и северные участки Атлантического и Тихого океанов. По оценке М.Г. Гросвальда [3], гляциоэвстатическое понижение уровня океана в эпоху последнего (позднеплейстоценового) оледенения составляло 140 м, а во время более значительных средне- и раннеплейстоценовых оледенений оно, вероятно, могло достигать 150 - 200 м относительно уровня океана. Полное таяние современных ледниковых шапок Антарктиды, Гренландии и пр. подняло бы уровень океана на 45 м. Аналогичные гляциоэвстатические колебания уровня океана, очевидно, имели место и в предшествующие периоды оледенений, в частности, в позднем палеозое и венде.

Наряду с тектоноэвстатическими циклами 3-го порядка средней продолжительностью около 2 млн. лет на кривых эвстатических колебаний уровня океана для мезокайнозоя [29] четко вырисовываются осложняемые ими более продолжительные (от 5 млн. лет до нескольких десятков млн. лет) циклы 2-го порядка, выраженные максимальным относительным повышением уровня океана в их средних частях и его значительным падением на границах подобных циклов. Размах колебаний уровня океана на протяжении одного цикла 2-го порядка обычно составляет от 50 до 100 м, а иногда доходит до 150 м. Общее число таких циклов в мезокайнозое достигает 12 - 13. Примечательно, что их границы, как правило, совпадают с глобальными фазами сжатия (фазами складчатости), а к их начальным и средним стадиям приурочиваются фазы активизации растяжения и расширения коры (рифтинга и спрединга).

На кривой эвстатических колебаний уровня океана можно наметить также еще более крупные циклы 1-го порядка, продолжительностью от 50 до 100 млн. лет (раннекеммерийский, позднекеммерийский и альпийский), и, наконец, весь мезокайнозой выделяется на ней как один мегацикл, в начале и конце которого (соответственно

на рубеже перми и триаса и в конце среднего, а также позднего миоцена) уровень океана опускался до -100 м, а в середине его (в начале позднего мела) поднимался до +250 м.

Аналогичные циклы колебаний поверхности океана различных порядков на качественном уровне (без точного определения их амплитуд и абсолютных отметок положения этой поверхности океана в различные моменты времени) могут быть намечены для позднего палеозоя (перми, карбона и девона) и более схематично — для раннего палеозоя. Несомненно, что и в палеозое регрессии на границах циклов 2-го порядка совпадали с фазами сжатия (складчатости), а наиболее значительные понижения уровня океана имели место на границах более продолжительных циклов 1-го порядка (герцинского, каледонского, салаирского и байкальского), а именно на рубеже перми и триаса, в раннем девоне, конце кембрия и перед кембрием (или, скорее, перед поздним вендом).

В последнее время был предпринят ряд попыток выявить и оценить неравномерность в развитии процесса офиолитообразования в подвижных зонах, однако они встречают большие затруднения, поскольку в ходе своего дальнейшего развития офиолитовые зоны сильно деформируются, резко сужаются и превращаются в сутурные швы или чешуи. А.С. Якубчук и А.М. Никишин [24] предложили недавно интересный способ полуколичественной оценки изменений интенсивности процесса офиолитообразования в ходе истории Земли путем подсчета суммарной протяженности офиолитовых комплексов, возникавших в различные интервалы геологического времени, и их сравнения между собой, исходя из допущения, что общая длина офиолитовых зон, образовавшихся в ту или иную эпоху, находилась в прямой зависимости от интенсивности процесса формирования коры океанического типа, а следовательно, от интенсивности горизонтального раздвижения в подобных зонах (рис. 4).

На составленных авторами диаграммах отчетливо выступают резкие пики офиолитообразования в венде - начале кембрия, раннем - среднем ордовике, небольшие пики в позднем девоне - раннем карбоне и ранней перми и огромный пик в поздней юре, раннем и позднем мелу. Напротив, на средний - поздний кембрий, поздний ордовик - силур и большую часть девона, средний - поздний карбон, конец перми - триас и раннюю юру, а также кайнозой (особенно олигоцен и неоген) приходятся периоды значительного ослабления процесса "раскрытия" офиолитовых зон и примерно совпадающие с ними эпохи усиления их "закрытия" (тектонической аккреции). Легко видеть, что первые в основном отвечают во времени эпохам крупных трансгрессий, а также ранним и средним стадиям пульсационных тектонических циклов 1-го порядка, характеризовавшимся преобладанием проявлений растяжения коры, а вторые - эпохам регрессий и поздним стадиям тектонических циклов 1-го порядка (салаирского, каледонского, герцинского, раннекеммерийского и альпийского), отмеченных сильными деформациями сжатия. Резкий всплеск офиолитообразования в венде - раннем кембрии и небольшой - в ранней перми в основном отражает раскрытие офиолитовых зон в тех областях подвижных поясов, геосинклинальное развитие которых завершилось соответственно в конце салаирского или в конце раннекеммерийского цикла.

В последнее десятилетие всё более отчетливо вырисовывается неравномерность хода спрединга во внутриокеанических рифтовых хребтах - процесса, родственного образованию зон с корой океанического типа (офиолитовых зон) в подвижных поясах, но гораздо более масштабного, продолжительного (местами длящегося уже более 150 млн. лет), и даже в случаях своего полного прекращения в некоторых областях океанов (например, в Лабрадорском и Тасмановом морях) не сменяющегося их последующим горизонтальным сжатием (в отличие от офиолитовых зон).

Как показывают данные о структуре и истории формирования ложа Атлантического, Индийского океанов и связанных с ними межконтинентальных рифтово-спрединговых зон (Красноморской, Аденской, Лабрадорской и пр.), "спрединговому" периоду в их развитии всюду предшествовал более или менее длительный период растяжения, раздробления и рифтообразования в континентальной коре, завершившийся ее полным разрывом и возникновением внутри ранее существовавшей континентальной рифтовой системы зон с новообразованной океанической корой.

Первые достоверные проявления спрединга в океанах в мезокайнозойском мегацикле относятся к поздней юре, а наибольшей интенсивности

этот процесс достиг во второй половине раннего и первой половине позднего мела (т.е. одновременно с главной эпохой офиолитообразования и эпохой наибольшего повышения уровня океана), а затем постепенно с несколько уменьшающейся скоростью продолжался в палеогене и миоцене и вновь активизировался в плиоцене - квартере. Однако эта общая картина, как показали В. Шван [37, 38] и ряд других исследователей [14, 36], осложнялась неоднократно фазами замедления хода спрединга и перестроек направления раздвижения океанской коры (реорганизация кинематики литосферных плит), которые совпадали во времени с различными фазами альпийской эпохи складчатости и синхронными им понижениями уровня океана и чередовались с более продолжительными фазами или эпохами усиления спрединга и подъема уровня океана. Продолжительность этих циклов составляла от 5 - 10 до нескольких десятков миллионов лет.

В прямой зависимости от скорости спрединга и общей протяженности зон, в которых он происходит, находится интенсивность извержений базальтов во внутриокеанических рифтовых поясах, а также базальтовых излияний на дне океанов вне этих поясов, в пределах подводных вулканических плато и хребтов; эта интенсивность была наибольшей в середине мела, немного снижалась в течение позднего мела, несколько увеличивалась в начале палеогена, резко падала в олигоцене - миоцене и, наконец, с конца миоцена снова начала возрастать (12).

На протяжении эпох, разделяемых фазами замедления и перестройки кинематики спрединга, скорость раздвижения во внутриокеанических рифтовых поясах также не оставалась постоянной и, более того, многократно периодически изменялась и сам характер происходивших в них тектоно-магматических процессов. Эта относительно краткопериодная ритмичность наиболее хорошо изучена в так называемых "медленно-спрединговых океанских хребтах", в частности, в Срединно-Атлантическом [6], где установлено многократное чередование относительно коротких "вулканических" и более продолжительных (на порядок?) "невулканических" фаз. В течение первых осуществляется собственно спрединг, т.е. быстрый раздвиг океанской коры, заполнение образующегося "зияния" магматическим материалом мантийного происхождения и извержение базальтов на дне осевой рифтовой долины. Во время вторых, т.е. интервалов между импульсами вулканизма и спрединга, происходит медленное растяжение океанской коры в приосевой части срединного хребта и развитие сбросов на флангах рифтовой долины, т.е. собственно рифтинг.

Таким образом, как показали В.Г. Казьмин и И.А. Борисова [6], в развитии внутриокеанических

спрединговых зон в действительности сочетаются элементы спрединга и рифтинга, проявления которых многократно чередуются между собой. По всей вероятности, и в развитии континентальных рифтовых зон или, по крайней мере, части их, наряду с проявлениями собственно рифтинга, имели место эпизодические проявления “мини-спрединга”, во время которых в раскрывающиеся “щели” между блоками континентальной коры внедрялись мощные дайки базитов.

В рамках обсуждаемой здесь относительно короткопериодной цикличности, или ритмичности, в развитии спрединга в океанах, по-видимому, можно, в свою очередь, различать циклы нескольких рангов разной продолжительности, начиная от циклов глобального распространения длительностью от одного до первых миллионов лет, выраженных в полосовидных аномалиях магнитного поля, одновременно формировавшихся и синхронизируемых в пределах различных внутриокеанических рифтовых поясов, и кончая циклами, состоящими из чередующихся вулканических и невулканических фаз суммарной длительностью в сотни и десятки тысяч [6], а, возможно, и тысячи лет. Синхронность этих самых коротких циклов в глобальном масштабе пока не доказана.

Вопрос о проявлениях крупномасштабного океанского спрединга в палеозое остается пока открытым в связи с отсутствием бесспорных данных для его решения. Как известно, многие исследователи допускают существование весьма широких бассейнов с океанской корой в пределах палеозойских подвижных поясов и считают, что процессы раздвигания дна океанов и базальтовых извержений на их ложе в палеозое существенно не отличались от таковых в мезозое и кайнозое. Некоторые другие геологи, напротив, предполагают, что палеозойские бассейны с корой океанического типа, за исключением обширного Тихого океана (о палеозойском спрединге и вулканизме во внутренних частях которого мы ничего не знаем), отличались от мезокайнозойских относительно недолговечностью существования, значительно меньшей шириной и были приурочены к полосовидным подвижным поясам.

Проявления внегеосинклинального базальтового вулканизма в мезозое и кайнозое на континентах количественно (по объему продуктов) более чем на порядок уступают таковым на дне океанов, но все же весьма значительны (10 - 15 млн. км³) и во много раз превосходят по объему аналогичные вулканические проявления в палеозое. В частности, в палеозое известна единственная трапповая формация значительного объема (по разным оценкам от 0.1 до 0.4 млн. км³) – раннекембрийская базальтовая серия Антрим в Австралии, тогда как в мезокайнозое мощные трапповые извержения существенно большего масштаба происходили многократно с начала триаса до миоцена включи-

тельно на всех континентах Земли. Во времени они были приурочены к начальным и средним стадиям пульсационных циклов 2-го порядка, характеризовавшимся преобладанием (в глобальном масштабе) растяжения земной коры, причем, по крайней мере, некоторые гигантские базальтовые комплексы (объемом продуктов до 2 - 3 млн. км³), например, комплекс тунгусских траппов на Сибирской платформе в начале триаса и деканских траппов на Индостанской платформе на рубеже мела и палеогена, формировались в течение очень короткого времени (не более 1 - 2 млн. лет) и, вероятно, “вписывались” в рамки экспансионной фазы одного цикла 3-го порядка. За исключением триасовых и ранне-среднеюрских, мощные мезозойские и кайнозойские трапповые серии на континентах образовывались одновременно с базальтовыми комплексами на соседних с ними участках океана и были связаны с ними постепенными переходами.

Мощные трапповые извержения на континентах в мезозое и кайнозое, как и базальтовые извержения в пределах океанских плато, в основном были приурочены к субизометричным областям диффузного разнонаправленного растяжения коры (континентальной или океанической) – так называемым “горячим пятнам” над поднимавшимися в соответствующие эпохи от ядра Земли к ее поверхности струями аномально нагретого глубинного вещества – “мантийными плюмажами”. Наиболее крупные из подобных периодически возникавших в мантии восходящих потоков, в частности, в середине мелового периода, П.Р. Ларсон [30 - 32] недавно предложил называть “суперплюмами”, т.е. сверхгигантскими плюмажами. По всей вероятности, в меловом периоде существовал не один “суперплюм”, предполагаемый Ларсоном под центральной частью Тихого океана, а целое семейство одновременно поднимавшихся из глубоких недр в разных областях Земли мантийных суперплюмов. Ларсон справедливо обратил внимание на то, что к среднемеловой эпохе формирования суперплюмов приурочен ряд генетически связанных важнейших геологических явлений: наибольшие скорость спрединга и интенсивность формирования океанской коры и базальтового вулканизма в океанах, лишь немного запаздывающий относительно ее пика наивысший в мезокайнозое подъем уровня океана, рекордно длительный (около 40 млн. лет) период отсутствия инверсий полярности геомагнитного поля (среднемеловая эпоха спокойного поля), формирование значительной части (почти половины) мировых ресурсов нефти и газа и пр.

Другим важнейшим типом внегеосинклинального магматизма на континентах является существенно базитовый наземный вулканизм континентальных рифтовых зон. По суммарному объему

продуктов он на порядок уступает трапповому, но в сравнительно небольших масштабах проявлялся многократно, в основном во время экспансионных фаз, а в позднем кайнозое, особенно в последние 10 млн. лет, создавал в некоторых рифтовых зонах (Эфиопская, Кенийская, Снейк-Ривер и др.) весьма значительные вулканические комплексы. В отличие от ареального траппового магматизма, рифтогенный базитовый магматизм широко проявлялся на континентах в палеозое (например, в рифтах Сибирской и Восточно-Европейской платформ во второй половине девона) и в рифее (грандиозные существенно базальтовые извержения и интрузии, в рифте Кьюиноу на Северо-Американской платформе и пр.). Многие другие типы вулканизма и плутонизма на континентах, и в их числе такой своеобразный малообъемный тип магматизма, как кимберлитовый, обнаруживают закономерную связь с ритмикой чередования крупных экспансионных и контракционных фаз истории Земли [13].

Таким образом, в мезокайнозое существовали два типа областей, в которых осуществлялось расширение коры, вынос к поверхности мантийного основного материала и аномально высокая разгрузка глубинного тепла: 1) субизометричные области рассеянного разнонаправленного горизонтального растяжения континентальной или океанической коры и ареальных базальтовых извержений над мантийными плюмажами и 2) полосовидные зоны раздвигов в подвижных поясах (зоны офиолитообразования), спрединга в океанах и рифтинга (главным образом, на континентах и их окраинах) и связанного с их расширением базальтового вулканизма.

Эпизодическое существование областей расширения и ареального вулканизма первого типа, а также проявлений континентального рифтинга имело место с самого начала мезозоя, а раздвижение коры в подвижных поясах, крупномасштабный спрединг и связанное с ним формирование молодых океанов начались значительно позднее – во второй половине мезозоя (не ранее средней и, скорее, даже поздней юры).

В палеозое, а также в позднем протерозое были широко распространены мощные проявления вулканизма в подвижных поясах, периодически усиливавшиеся процессы раздвигания офиолитовых зон в последних (наиболее интенсивные в ордовике) и эпизодические вспышки базальтового вулканизма в континентальных рифтах в фазы их активного развития. Напротив, почти полное отсутствие ареального траппового вулканизма свидетельствует о том, что мантийные плюмажи на континентах, а возможно, и в пределах ложа океанов в конце протерозоя и палеозое не возникали. Эти данные позволяют предполагать, что главнейшими областями разгрузки глу-

бинного тепла, а также подъема и выноса на поверхность мантийного магматического материала в позднем протерозое и палеозое являлись подвижные пояса, в которых периодически чередовавшиеся деформации растяжения и раздвижения коры и ее сжатия достигали значительного масштаба. При этом в раннем палеозое, особенно в раннем - среднем ордовике, явления расширения и раздвижения коры в целом, возможно, преобладали, тогда как в позднем палеозое, напротив, превалировали явления сжатия земной коры и сокращения ее поверхности.

С начала мезозоя усиливается процесс ареального расширения и растяжения коры над впервые (?) появившимися мантийными плюмажами, а с середины мезозоя возобновляется процесс ее расширения, разрыва и раздвижения в линейных (полосовидных) зонах, сперва в пределах подвижных поясов, в которых его эффект в значительной мере был компенсирован впоследствии сильным сжатием, а затем – в зонах деструкции стабильных областей континентов, на месте которых в конце мезозоя и кайнозое возникают обширные впадины молодых океанов.

В гораздо меньшем масштабе аналогичные тектонические и магматические процессы пульсационного характера проявлялись в стабильных областях континентов. По всей вероятности, единственным обширным бассейном океанического типа на протяжении позднего протерозоя (?) и палеозоя являлась Тихоокеанская впадина.

Результаты палеомагнитных исследований позволили выявить значительные изменения различных параметров геомагнитного поля, наиболее достоверно и относительно полно установленные для мезозоя и кайнозоя, которые коррелируются с крупными этапами и более короткими фазами тектонического развития Земли. Средняя палеонапряженность геомагнитного поля, согласно М. Прево и др. [33], с конца палеозоя изменялась не менее чем три раза. При этом, несмотря на неполноту данных для некоторых геохронологических интервалов, намечаются три цикла колебаний виртуального дипольного момента магнитного поля – триасовый, юрский и мел-кайнозойский, сопоставимые соответственно с раннекиммерийским, позднекиммерийским и альпийским тектоническими (пульсационными) циклами. Кроме того, намечается более ранний, позднепалеозойский, цикл колебаний палеонапряженности магнитного поля [1, 15, 16, 18], сопоставимый с герцинским тектоническим циклом. В начале каждого цикла (в девоне, начале триаса, среднем лейасе - догтере, раннем мелу), когда превалировало растяжение земной коры, интенсивность геомагнитного поля была относительно низкой, а в конце циклов (в карбоне - перми, в конце триаса - самом начале лейаса, в поздней

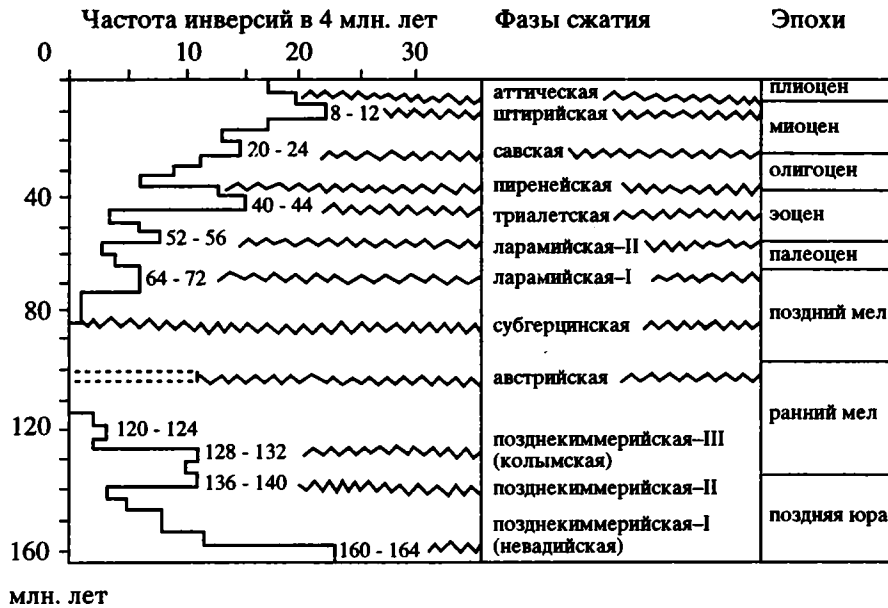


Рис. 5. Корреляция изменений частоты геомагнитных инверсий (числа инверсий, происходивших в течение 4 млн. лет), по [40], с фазами сжатия Земли в позднем мезозое и кайнозое. Прерывистым контуром показаны недавно установленные [41] геомагнитные инверсии в конце раннего мела, коррелируемые с австрийской фазой сжатия.

юре и конце мела - кайнозое) она возрастала. В конце позднекимерийского цикла усиление палеонапряженности было относительно небольшим, а в конце трех других циклов - значительно более резким. При этом наиболее продолжительные периоды высокой палеонапряженности отвечают поздним стадиям герцинского и альпийского циклов, завершающих палеозойский и мезокайнозойский мегациклы.

Анализ наиболее полной и достоверной шкалы инверсий полярности геомагнитного поля, составленной для поздней юры, мела и кайнозоя [23, 29], показывает весьма значительные изменения их частоты, многократно колебавшейся в широких пределах - от 5 - 10 за 1 млн. лет в течение ряда коротких интервалов времени до 1 - 2 за 1 млн. лет в течение других, как правило, более продолжительных интервалов, а на протяжении некоторых интервалов времени полярность геомагнитного поля не изменялась или почти не изменялась в течение нескольких или даже многих миллионов лет. Рекордной по длительности (35 млн. лет) была эпоха спокойного магнитного поля нормальной полярности в середине мелового периода (апт - сантон), совпавшая со временем наиболее быстрого спрединга и наивысшей скорости генерации коры океанического типа в океанах и офиолитовых зонах подвижных поясов, мощных излияний платобазальтов, активизации рифтинга на континентах и наибольшего подъема уровня океана в мезокайнозое.

Пытаясь установить математически строгую периодичность в повторяемости фаз учащения инверсий в мезокайнозое, разные исследователи намечали циклы продолжительностью в 10, 15, 20, 30, 32 - 34 млн. лет и более [40 и др.]. Однако реальное положение их "пиков" в геохронологической шкале оказывается менее правильным. При осреднении числа инверсий для интервалов времени в 10 млн. лет [18] удается выявить грубую корреляцию периодов учащения инверсий с эпохами складчатости - салаирской, раннекаледонской, позднегерцинской, ранне- и позднекимерийской, альпийской. Что же касается их соотношений с отдельными фазами складчатости, а также крупнейшими регрессиями океана, то некоторые исследователи, например, Ю.С. Ржевский и В.П. Родионов [18] считали, что эпохи частых инверсий предвеляют фазы складчатости на время от 15 до 70 млн. лет (в общем возрастающее от кайнозоя к палеозою), а крупные регрессии - приблизительно на 10 млн. лет. Однако по мере уточнения шкалы инверсий геомагнитного поля и построения гистограмм изменений частоты инверсий с более коротким временным интервалом осреднения (например, гистограмма с интервалом осреднения в 4 млн. лет, построенная Р.Б. Стотерсом [40], становится все более очевидным совпадение не только групп сближенных во времени максимумов частоты инверсий с эпохами складчатости, но и отдельных "пиков" учащения инверсий с фазами складчатости и синхронными им моментами падения уровня океана (рис. 5).

Поскольку границы интервалов осреднения в 4 млн. лет, как правило, не вполне совпадают с границами реальных более коротких фаз увеличения частоты инверсий, гистограмма Стотерса дает в целом несколько “размазанную” картину их распределения в геохронологической шкале. Детализируя эту гистограмму путем выделения в шкале геомагнитных инверсий [23, 29], четко выраженных относительно коротких интервалов времени, в которых частота инверсий составляет от 4 - 5 до 8 - 9 за 1 млн. лет, мы обнаруживаем их удивительно точное совпадение с большинством фаз складчатости позднекеммерийской и альпийской эпох, т.е. глобальных фаз усиления горизонтального сжатия земной коры, а также с крупными регрессиями, т.е. падениями уровня океана. Продолжительность “межпиковых” интервалов, во время которых частота инверсий снижалась до 0.8 - 4 (в среднем 2 - 3) в 1 млн. лет, варьирует в широком диапазоне – от 1 - 2 до 15 - 25 млн. лет, а среднемеловой интервал длился даже более 75 млн. лет, причем его средняя часть (35 - 40 млн. лет) была вообще почти лишена инверсий. Лишь две самые ранние фазы складчатости альпийского цикла – австрийская (в самом конце раннего мела) и субгерцинская или сихотэалинская (в середине позднего мела) не отмечены в существующих шкалах [23, 29] учащением геомагнитных инверсий, так как целиком попадают в рамки среднемеловой эпохи спокойного геомагнитного поля, которая вместе с предваряющей и непосредственно следующей за ней эпохами очень редких инверсий охватывает первую половину альпийского цикла (от готерива до начала эоцена)¹. Однако к обоим этим фазам, как и ко всем остальным, приурочены понижения уровня океана.

ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ПУЛЬСАЦИОННЫХ ЦИКЛОВ И ОСОБЕННОСТИ ПУЛЬСАЦИЙ РАЗНЫХ РАНГОВ

Приведенные в предыдущем разделе и другие полученные в последние годы данные в целом подтверждают геопульсационную концепцию, позволяют дополнить и конкретизировать ее содержание, установить либо подтвердить существование коррелятивных связей между различными геологическими событиями и наметить общепланетарную ритмику в ходе тектонических и магматических процессов, колебаний уровня океана и связанных с ними седиментационных, минерагенических, геоморфологических процессов, а также изменений геомагнитного, гео-

термического полей и пр. Все более ясно вырисовывается существование пульсационных циклов разных рангов, накладывающихся один на другой и в совокупности образующих многоуровневую иерархическую систему геопульсаций продолжительностью от 1 - 1.5 млрд. лет до 10 - 30 лет или даже до нескольких лет. По продолжительности и особенностям проявления эти циклы можно разделить на две группы – длительностью не менее 1 - 2 млн. лет и менее 1 млн. лет, которые мы условно назовем соответственно структурообразующими и неструктурообразующими (последнее – не вполне точно) (рис. 6).

Естественно, что циклы, резко отличные по длительности, устанавливаются на основании различных критериев. Наиболее короткие циклы, измеряемые годами и первыми десятками лет, устанавливаются (или предполагаются) на основании анализа таких астрономических и геофизических данных, как небольшие периодические изменения ускорения силы тяжести, а также изменения в скорости вращения Земли вокруг своей оси, обнаруживающие корреляцию с изменениями суммарной энергии землетрясений [7, 8]. Циклы продолжительностью в тысячи, десятки и сотни тысяч лет могут предполагаться на основании неравномерности хода разрастания внутриокеанических спрединговых поясов, чередования в них фаз быстрого и медленного расширения (т.е. собственно спрединга и рифтинга), прерывистости рифтинга в континентальных рифтовых зонах и т.п., но их синхронность в глобальном масштабе пока нельзя считать доказанной.

Относительно самыми кратковременными из числа циклов, включенных в группу **структурообразующих** и, несомненно, синхронных на всей планете, можно считать **циклы 3-го порядка** по принятой в работах П.Р. Вэйла и его соавторов [29] терминологии (рис. 7). Они проявляются в формировании трансгрессивно-регрессивных седиментационных циклов, связанных с циклическими колебаниями уровня океана продолжительностью от 1 до 5 млн. лет (в среднем – около 2 млн. лет), и в основном должны вызываться изменениями в суммарной емкости океанских впадин, обусловленными тектоническими движениями их дна и, отчасти, неравномерностью во времени проявлений существовавшего базальтового вулканизма.

В каждом пульсационном цикле 3-го порядка можно различать экспансионную фазу, которой отвечают нижняя, трансгрессивная, часть седиментационного цикла (секвенции), подъем уровня океана, усиление спрединга в океанах и короткие импульсы растяжения (рифтинга) в отдельных континентальных рифтовых зонах и т.п. Примерами их можно считать и короткие (вероятно, не более 1 - 2 млн. лет) фазы растяжения в восточной части Русской плиты в начале позднего

¹ Недавно в разрезе альпийских отложений Умбрийских Апеннин, синхронных австрийской фазе, установлено до 12 инверсий геомагнитного поля на протяжении около двух миллионов лет [41].

Ранги циклов	Структурообразующие циклы					“Неструктурообразующие циклы”
	Суперциклы	Мегациклы	Циклы 1-го порядка	Циклы 2-го порядка	Циклы 3-го порядка	Циклы высоких порядков
Длительность	До 1 млрд. лет и >	250 - 600 млн. лет	50 - 150 млн. лет	5 - 50 млн. лет	1 - 5 млн. лет	От тысяч лет до 10 лет
млрд. л.		?	Постальпийский			← современность
0.01	Послепалеозойский	Мезокайнозойский (киммерийско-альпийский)		2	10	
			Альпийский	7 - 8	68	
			Позднекиммерийский	4	32	
			Раннекиммерийский	1 - 2	11	
0.25	Палеозойско-рифейский	Палеозойский (каледонско-герцинский)	Герцинский	6	> 70	
			Каледонский	5		
			Салаирский	2		
0.57	Палеозойско-рифейский	Позднерифейско-вендский (байкальский)				
~1.0			Ранне-среднерифейский			
1.6	Раннепротерозойский					
2.5	Архейский					

Рис. 6. Иерархия геопульсационных циклов разных порядков.

девона, во время которых возникали и заполнялись осадками многочисленные субмеридиональные микрограбены в Волго-Уральской области. С экспансионными фазами некоторых циклов 3-го порядка связываются вспышки базальтового вулканизма или моменты его усиления в процессе длительных базальтовых извержений.

Циклы 3-го порядка завершают контракционные фазы, которым отвечают верхние, регрессивные, части секвенций или поверхности размыва в их кровле, падение уровня океана, ослаб-

ление спрединга и рифтинга или паузы между импульсами последнего. Во время контракционных фаз некоторых циклов 3-го порядка, которыми завершаются более крупные циклы 2-го порядка, в отдельных зонах Земли происходят деформации сжатия, указывающие на проявление в них глобальных фаз складчатости.

Более продолжительные (обычно от 5 до 50 млн. лет) пульсационные циклы 2-го порядка (см. рис. 6) состоят из нескольких (5 - 10 и более) циклов 3-го порядка. Им отвечает один более

Цикл 3-го порядка (1 - 5 млн. лет)

Фазы	Расширение – сжатие	Деформации на континентах	Спрединг	Седиментация (секвенции)	Колебания уровня океана
Контракционная		 (в некоторых циклах)			
Экспансионная		 (в некоторых циклах)			

Цикл 2-го порядка (5 - 50 млн. лет)

Циклы 3-го порядка	Расширение – сжатие	Деформации на континентах и их окраинах	Базальтовый вулканизм	Спрединг и фазы его реорганизации	Колебания уровня океана: высокий – низкий	Частота геомагнитных инверсий
Завершающий		 фаза складчатости				
Средние		 фаза рифтинга				
Начальный						

Цикл 1-го порядка (50 - 150 млн. лет)

Циклы 2-го порядка	Расширение – сжатие	Деформации на континентах и их окраинах	Базальтовый вулканизм	Раскрытие офиолитовых зон	Спрединг (в MZ и KZ) быстрый – медленный	Колебания уровня океана: высокий – низкий	Частота геомагнитных инверсий: высокая – низкая
Завершающий							
Средние							
Начальный							

Мегацикл (250 - 350 млн. лет)

Циклы 1-го порядка	Расширение – сжатие	Деформации на континентах и их окраинах	Базальтовый вулканизм	Раскрытие офиолитовых зон	Спрединг (в MZ и KZ)	Колебания уровня океана: высокий – низкий	Геомагнитное поле	
							интенсивность	частота инверсий
Поздний								
Средний								
Ранний								

Рис. 7. Модели строения геопульсационных циклов разных порядков

Стрелками показано глобальное преобладание деформаций растяжения и сжатия в те или иные фазы и циклы.

крупный цикл колебаний уровня океана, осложняемый более мелкими его осцилляциями. Первая, трансгрессивная, половина цикла 2-го порядка протекает в условиях глобального преобладания экспансионной тенденции, выраженной усилением спрединга в океанах, нередко – раскрытием офиолитовых зон, импульсами рифтинга и базальтового вулканизма, а вторая, регрессивная, половина отмечена усилением контракционной тенденции, выраженной ослаблением или прекращением рифтинга и базальтового вулканизма или приостановкой спрединга и перестройкой его кинематики (переориентировками направления раздвигания плит, перескоками его осей). В конце каждого цикла 2-го порядка в тех или иных тектонических зонах Земли имеет место заметное понижение уровня океана и происходят деформации горизонтального сжатия, т.е. проявляется фаза складчатости. По крайней мере, на протяжении последних 165 млн. лет завершающим, контракционным, фазам большинства циклов 2-го порядка сопутствовали фазы общей продолжительностью в среднем 1 - 2 млн. лет, характеризовавшиеся резким учащением инверсий полярности магнитного поля.

Еще более длительные (50 - 150 млн. лет) циклы 1-го порядка (см. рис. 6) известны со времени работ М. Бертрана [26] в качестве циклов складчатости или геосинклинальных циклов. Они состоят из нескольких (от 2 до 8 - 10) циклов 2-го порядка, обычно более продолжительных в начале и более коротких в конце циклов 1-го порядка. В первой половине циклов 1-го порядка в глобальном масштабе превалируют деформации расширения коры (континентальный рифтинг, раскрытие офиолитовых зон в подвижных поясах, спрединг в океанах), мощно проявляется базальтовый вулканизм, в целом (с рядом колебаний) поднимается уровень океана. Во второй половине циклов усиливаются и становятся более частыми деформации сжатия, “закрываются” офиолитовые зоны, происходит становление значительных масс гранитоидов, значительно повышается интенсивность геомагнитного поля, уровень океана в целом понижается до минимальных отметок в самом конце циклов.

По несколько циклов 1-го порядка (в фанерозое – по 3) последовательно возрастающей длительности и сложности строения объединяются в более продолжительные (250 - 350 млн. лет) мегациклы. В начале мегациклов в целом в глобальном масштабе преобладают проявления растяжения и деструкции коры, начинается подъем уровня океана от наименьшего его положения на границе мегациклов, а к концу мегациклов приурочены наиболее сильные деформации сжатия, пики гранитообразования и крупнейшие регрессии океана. В начале или середине мегациклов происходит распад крупнейших массивов континентальной коры на более мелкие и их удаление

одного от другого, а к концу мегациклов они вновь сближаются и объединяются в более крупные и сложные агломерации.

Наиболее продолжительными (порядка 1 млрд. лет) этапами истории Земли являются суперциклы – архейский, раннепротерозойский, рифейско-палеозойский и, по-видимому, еще далекий от своего завершения послепалеозойский. Общим для них является глобальное преобладание тенденций растяжения, деструкции и распада массивов ранее созданной коры, неоднократно проявлявшихся на протяжении значительной части суперцикла, и их постепенная смена тенденциями сжатия, объединения и консолидации массивов континентальной коры к концу суперцикла. Вместе с тем при сравнении суперциклов, каждый из которых охватывает около четверти всей истории Земли, на первый план выступают их отличия, отражающие ход ее направленной, необратимой эволюции.

ОБЩАЯ СХЕМА ПУЛЬСАЦИОННЫХ ЦИКЛОВ В ФАНОРОЗОЕ

Диаграмма корреляции проявлений различных геологических процессов в фанерозое, т.е. на протяжении палеозойского (каледоно-герцинского) и мезокайнозойского (киммерийско-альпийского) мегациклов, представлена на рис. 1. Ее дополняют рис. 8 и 9, взятые из работ Р. Шерида [36] и Р. Ларсона [30].

В рамках каждого из мегациклов на рис. 1 выделены по 3 цикла первого порядка возрастающей продолжительности (относительно короткие салаирский и раннекиммерийский в начале их, более длительные каледонский и позднекиммерийский в средних частях и самые длинные герцинский и альпийский в конце мегациклов), а также циклы 2-го порядка, число которых возрастает, а продолжительность в целом сокращается к концу цикла 1-го порядка, в который они входят. К завершению циклов 2-го порядка приурочены фазы усиления деформаций сжатия глобального значения, т.е. фазы складчатости, которые служат главным показателем для их разграничения. Между этими фазами, главным образом, в начале и в средних частях циклов 2-го порядка усиливались деформации растяжения (фазы рифтинга).

Периоды усиления офиолитообразования пока не могут быть точно привязаны к определенным циклам 2-го порядка, но очевидна их преимущественная приуроченность к ранним стадиям салаирского, каледонского, герцинского и альпийского циклов 1-го порядка, когда имело место наиболее интенсивное, доходившее до полного разрыва растяжение коры [24]. Напротив, к концу

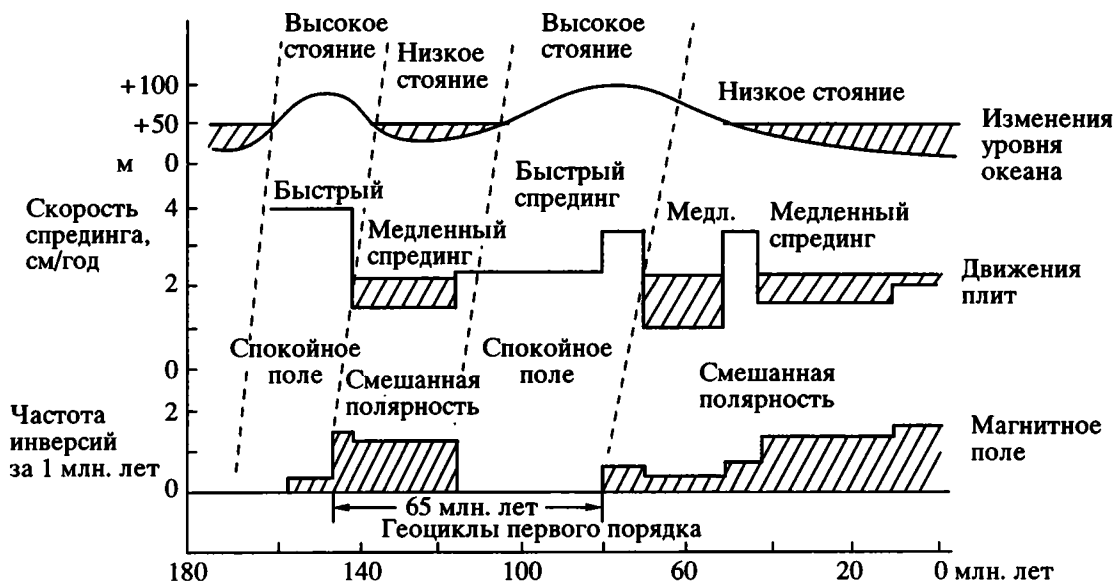


Рис. 8. Корреляция частоты геомагнитных инверсий, скорости спрединга в Северной Атлантике и колебаний уровня океана в юре, мелу и кайнозое, по [36].

циклов первого порядка офиолитовые зоны “закрываются”, испытывают сильное сжатие, раздавливание и превращаются в сутуры или пакеты аллохтонных тектонических чешуй. В ранних (салаирском и раннекиммерийском) циклах 1-го порядка обоих мегациклов офиолитообразование протекало в ограниченных масштабах, но в конце их происходило закрытие офиолитовых зон, возникших соответственно в венде - начале кембрия и в ранней перми.

Главный пик офиолитообразования в палеозойском мегацикле приурочен к началу среднего (каледонского) цикла 1-го порядка, а в мезокайнозойском – к началу позднего (альпийского) цикла и совпадает с эпохой наиболее интенсивного спрединга и базальтового вулканизма в океанах и на континентах, а также наивысшего подъема уровня океана. В эту эпоху (ранний и поздний мел) экспансионные тенденции в развитии Земли были выражены, по-видимому, наиболее резко. Проявления крупномасштабного спрединга в допозднеюрское время достоверно не известны, но совпадение пиков спрединга в океанах и офиолитообразования в подвижных поясах в мезозое позволяет допустить, что значительное раздвижение океанской коры (скорее всего, в области Северной Атлантики) могло иметь место в раннем-среднем ордовике. Некоторое общее снижение интенсивности спрединга в конце мела и кайнозое сопровождалось учащением фаз его временного замедления и перестроек, грубо синхронных с фазами складчатости и представлявших разные выражения глобальных фаз усиления сжатия.

Проявления внегеосинклиналильного базальтового вулканизма в пределах континентов в палеозойском и мезокайнозойском мегациклах несоизмеримы по масштабу. Единственная в палеозое мощная вспышка траппового вулканизма имела место в раннем кембрии (в Австралии), а в мезокайнозойском мегацикле значительно более мощные трапповые извержения происходили многократно с начала триаса до миоцена включительно, периодически усиливаясь между глобальными фазами сжатия, и постепенно затронули все континенты и их пассивные окраины. По крайней мере, с поздней юры одновременно с ними имели место еще более грандиозные излияния платобазальтов в пределах ложа океанов.

Проявления существенно базальтового и щелочно-базальтового вулканизма в континентальных рифтовых зонах на платформах и метаплатформах в целом также были значительно более мощными в мезозое и, особенно, в кайнозое, чем в палеозое, когда они имели место, главным образом, во второй половине девона на Сибирской и Восточно-Европейской платформах и в перми на юго-западе Китайской платформы и в юго-западной части Тибета. Эти данные дают косвенные основания допустить значительно меньший масштаб процессов океанообразования в палеозойском мегацикле по сравнению с мезокайнозойским.

Интенсивность магнитного поля изменялась в широких пределах на протяжении последних 400 млн. лет и достигала относительных максимумов на поздних стадиях герцинского, ранне- и позднекиммерийского и альпийского циклов 1-го порядка, причем в конце палеозойского и мезокайнозойского мегациклов она оставалась очень

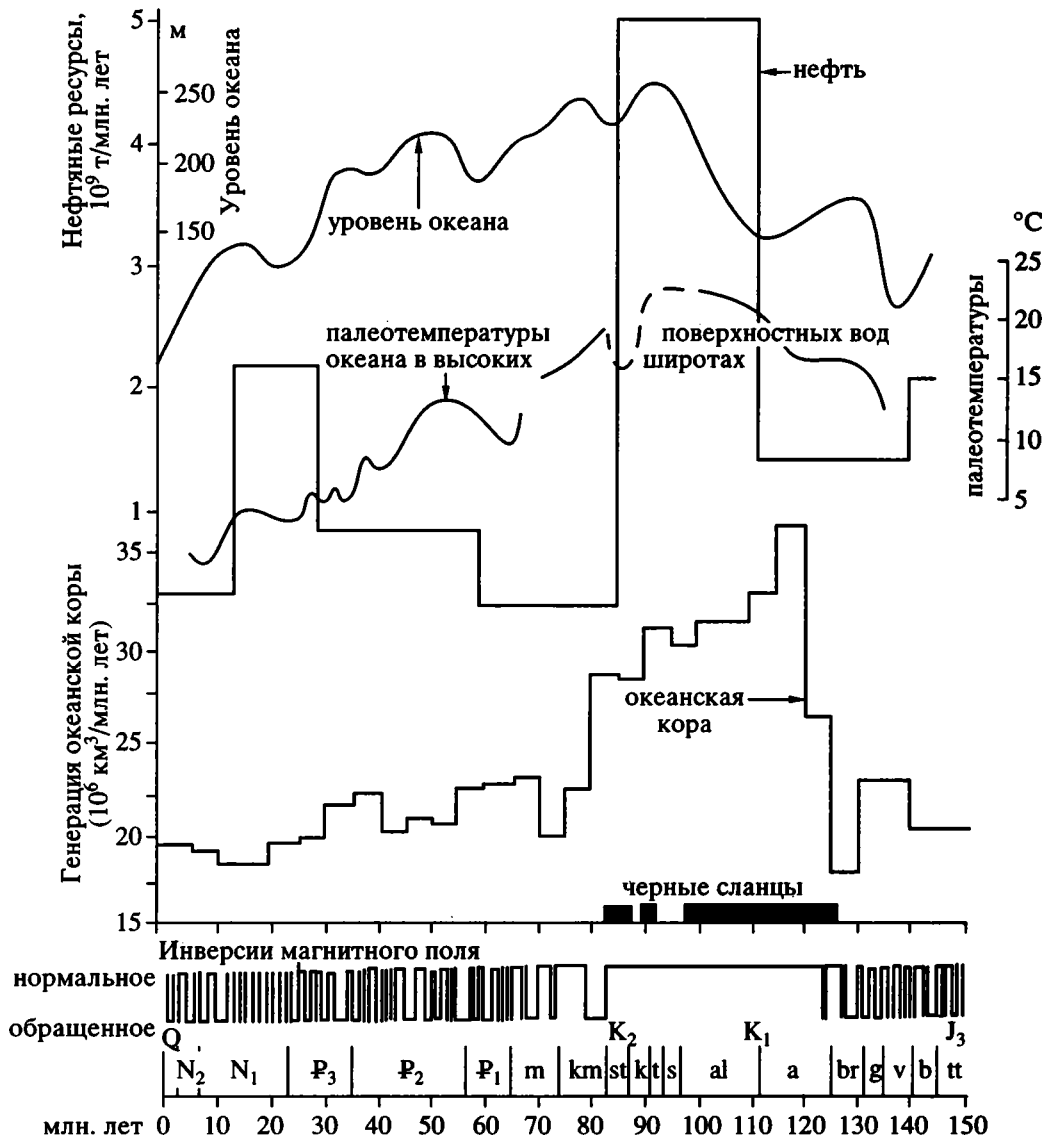


Рис. 9. Сопоставительная комбинированная диаграмма геомагнитных инверсий, мировой генерации океанской коры, палеотемператур в приповерхностных водах океана в высоких широтах, долгопериодных эвстатических колебаний уровня океана, времени накопления черных сланцев и мировых ресурсов нефти, привязанных к шкале геологического времени Харланда и др. (1990). По [30].

высокой в течение весьма длительного времени (по 70 - 80 млн. лет). Напротив, в первых половинах циклов 1-го порядка интенсивность геомагнитного поля была значительно более низкой. Частота инверсий полярности геомагнитного поля на протяжении позднекиммерийского и альпийского циклов 1-го порядка испытывала еще более резкие колебания, при этом резко возрастала в течение относительно коротких интервалов времени (в среднем 1 - 2 млн. лет), совпадающих с моментами глобального усиления деформаций сжатия (фазами складчатости) и крупными регрессиями океана, и снижалась в несколько раз (или даже в несколько десятков раз) на протяжении разделявших эти фазы более длительных ин-

тервалов, отмеченных глобальным усилением растяжения, базальтового вулканизма и подъемом уровня океана.

Кривая эвстатических колебаний уровня океана для мезокайнозоя (см. рис. 1), воспроизводящая в несколько упрощенном виде шкалу Б. Хака, Дж. Харденболя и П. Вэйла [29], показывает более 120 циклов повышений и понижений этого уровня средней продолжительностью около 2 млн. лет (циклы 3-го порядка), каждый из которых выражен в разрезах самостоятельной секвенцией, и дает более или менее достоверную количественную оценку абсолютных отметок уровня океана в моменты его подъемов и

падений. Осредненная кривая, построенная нами как касательная к пикам повышений уровня океана во время циклов 3-го порядка, показывает существование не менее 12 эвстатических циклов 2-го порядка продолжительностью от 5 - 10 до 50 млн. лет, границы которых (моменты крупных относительных понижений уровня океана) совпадают с глобальными фазами усиления сжатия (фазами складчатости) и моментами учащения геомагнитных инверсий. В свою очередь, осредненная кривая, построенная как касательная к пикам повышения уровня океана во время циклов 2-го порядка, выявляет существование эвстатических циклов 1-го порядка – триасового, юрско-ранне-неокомского и мел-кайнозойского, совпадающих соответственно с ранне- и позднекиммерийским и альпийским тектоническими циклами. Наконец, почти весь мезокайнозой – от рубежа перми и триаса до начала позднего миоцена (10 млн. лет назад) – представляет один еще более крупный цикл (мегацикл) эвстатических колебаний уровня океана, соответствующий киммерийско-альпийскому тектоническому мегациклу.

Для палеозоя достоверность и детальность кривой эвстатических колебаний в целом ниже и убывает вниз по разрезу. Для карбона и перми воспроизведена в упрощенном виде кривая из работы [34], показывающая наличие более 60 циклов 3-го порядка средней продолжительностью также около 2 млн. лет и предположительную (естественно, менее надежную) оценку абсолютных отметок уровня океана для экстремальных моментов. Для девона использована кривая из той же работы, изображающая существование не менее 12 - 14 эвстатических циклов средней длительностью около 3.5 - 4 млн. лет. Осредненная касательная кривая для девона - перми выявляет существование не менее 7 - 8 эвстатических циклов 2-го порядка, границы большинства из которых совпадают с различными фазами складчатости герцинского цикла и завершающими (эрийской и тельбесской) фазами каледонского цикла.

Наиболее схематично показаны колебания уровня океана для раннего палеозоя.

Как отмечалось выше и хорошо видно на диаграмме корреляции проявлений различных геологических процессов на протяжении фанерозоя (см. рис. 1), палеозойский и мезокайнозойский мегациклы, наряду со многими чертами сходства в последовательности геологических событий и их чередовании, обладают также рядом существенных отличий. В палеозойском (каледоно-герцинском) мегацикле процессы растяжения земной коры, выраженные, в частности, в виде максимумов раскрытия офиолитовых зон в подвижных поясах, наиболее интенсивно проявились в первой половине ордовика, т.е. в начале среднего (каледонского) цикла 1-го порядка, а в

мезокайнозойском мегацикле – в меловом периоде, т.е. в первой половине позднего (альпийского) цикла 1-го порядка, к которой приурочены главный максимум офиолитообразования, наиболее быстрый крупномасштабный спрединг, приведший к возникновению впадин Атлантического и Индийского океанов, мощные излияния базальтов на дне океанов и на континентах, а также максимальный подъем уровня океана и связанные с ним обширные трансгрессии.

Максимальный подъем уровня океана в палеозойском мегацикле, по-видимому, имел место в первой половине среднего (каледонского) цикла – в ордовике [34], а в мезокайнозойском – в первой половине позднего (альпийского) цикла – в меловом периоде. По всей вероятности, существенно различны были масштаб и общий итог процесса океанообразования в палеозое и мезокайнозое. В палеозое (главным образом, в кембрии и ордовике) более или менее обширные бассейны с корой океанического типа могли возникать лишь в пределах подвижных поясов, но впоследствии, к концу мезозоя, они оказались вновь полностью “закрытыми” в Северо-Атлантическом, Урало-Монгольском и, по крайней мере, в западной половине Средиземноморского пояса (вопрос о наличии такого бассейна в конце палеозоя в восточной части последнего пояса дискусионен). В мезокайнозое же в результате крупномасштабного спрединга в пределах подвижных поясов (Северо-Атлантическом, западной части Средиземноморского), древних платформ и метаплатформ (Гондванская суперплатформа, Северо-Американско-Гренландская платформа, Арктические метаплатформы) возникли и продолжают разрастаться новообразованные впадины Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Резко различным, как уже отмечалось, был и масштаб внегеосинклиналиного (в первую очередь, базальтового) вулканизма.

Общий объем продуктов мезозойских и кайнозойских базальтовых извержений на континентах, в основном связанных с горячими пятнами и мантийными плюмажами (в трапповых бассейнах и рифтовых зонах), более чем на порядок превосходит объем аналогичных продуктов палеозойских извержений. Имеются достаточные основания предполагать, что значительное усиление базальтового вулканизма в мезокайнозое в глобальном масштабе по сравнению с палеозоем имело место также в пределах ложа океанов.

Эти и другие существенные отличия в общей структуре палеозойского и мезокайнозойского мегациклов и относительном масштабе некоторых геологических процессов в том и другом связаны с направленным, необратимым характером эволюции Земли на протяжении фанерозоя. Постараемся вычленить эту направленную

компоненту в ее развитии. В начале палеозоя основными типами тектонических элементов Земли, помимо Тихоокеанской впадины, вероятно, существовавшей на протяжении всего фанерозоя, являлись древние платформы с примыкавшими к ним метаплатформами (включая суперплатформу Гондвана) и разделявшие их подвижные пояса, находившиеся на ранних стадиях геосинклинального развития. Процессы растяжения, деструкции континентальной коры в этих поясах и новообразования внутри них бассейнов с корой океанического типа достигли максимальной интенсивности в каледонском цикле, в ордовике.

В дальнейшем, вплоть до конца палеозоя, происходило закрытие этих зон, подвижные пояса в целом сужались, деформировались, на значительной части их протяжения геосинклинальный процесс завершился, а древние платформы и суперплатформа Гондвана сближались и в итоге спаялись с разделявшими их подвижными поясами в единый гигантский суперконтинент Пангея.

В мезокайнозойском мегацикле возобновились процессы растяжения и деструкции континентальной и океанической коры, с той или иной интенсивностью проявившиеся в подвижных поясах, в пределах суперплатформы Гондвана и некоторых других платформ, а также ложа Тихого океана. Эти процессы, постепенно усиливаясь в течение триаса и юры (ранне- и позднекреммерийского циклов), достигли максимальной силы в середине мелового периода, т.е. в начале альпийского цикла, приведя в итоге к распаду суперконтинента Пангея на ряд удаляющихся один от другого континентальных фрагментов, разделенных новообразованными постепенно расширяющимися впадинами вторичных океанов, и к возникновению внутри древнего ложа Тихого океана зон с новообразованной океанической корой. Во второй половине альпийского цикла, с позднего мела и особенно в кайнозой, наряду с продолжением процесса распада и раздвижения континентальных блоков и разрастания молодых океанических впадин, стал проявляться и постепенно усиливаться, сочетаясь с ним в пространстве и чередуясь во времени, противоположный процесс взаимного сближения и коллизии континентальных массивов (Южно-Американского массива с Северо-Американским, Африканского, Аравийского, Индостанского и Австралийского фрагментов Гондваны с Евразийским массивом).

Таким образом, главными типами тектонических областей Земли в мезокайнозойском мегацикле, помимо огромной древней, но обновленной Тихоокеанской впадины, стали распадающиеся или коллидирующие континентальные массивы, включавшие в себя древние платформы, метаплатформы и подвижные пояса или их

фрагменты, и возникшие между этими массивами впадины молодых океанов.

В палеозойском мегацикле главными зонами Земли, в пределах которых существовали наиболее мощные восходящие потоки аномально нагретого вещества, поднимавшиеся от границы ядра через мантию к земной коре, и происходила наибольшая теплоотдача глубинного тепла, являлись подвижные пояса и, возможно, какие-то области в пределах ложа Тихого океана. В мезокайнозойском цикле, по мере завершения геосинклинального процесса в некоторых подвижных поясах или их отдельных звеньях, роль главных зон, в которых осуществлялись наиболее интенсивный подъем глубинного аномально нагретого материала и наибольшая разгрузка глубинного тепла, постепенно перешла к мантийным плюмажам и расположенным над ними в литосфере горячим пятнам (первый из них возник в начале триаса под западной частью Сибирской платформы), а начиная с поздней юры - раннего мела, также к зонам спрединга в пределах молодых океанов и более древнего Тихого океана.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ ГЕОПУЛЬСАЦИЙ

В настоящее время мы находимся на той ранней стадии изучения проблемы геопульсаций, когда наиболее важными задачами являются всесторонняя проверка гипотезы о чередовании эпох расширения и сжатия Земли в геологическом прошлом и подтверждение реальности геопульсаций как важнейшего геологического явления, проявлявшегося в ходе взаимосвязанных тектонических, магматических, минерагенических, седиментационных, геоморфологических, климатических процессов, в эвстатических колебаниях уровня океана, истории геомагнитного и теплового полей Земли и т.д., установление иерархии геопульсаций различной продолжительности, разработка геохронологической шкалы пульсаций и их места и роли в контексте основных этапов геологического развития Земли.

Вопрос о причинах предполагаемых пульсаций Земли остается пока далеким от разрешения и выдвинется на первый план, когда существование геопульсаций разных рангов будет окончательно доказано. Относительно их возможной природы высказываются различные предположения. Возможно, что пульсации разной продолжительности имеют различную природу. Что касается самых короткопериодных "неструктурообразующих" геопульсационных циклов, в частности, измержаемых десятком или несколькими десятками лет, проявляющихся в ничтожных изменениях скорости вращения Земли и величины ускорения силы тяжести, а также колебаниях суммарной

энергии землетрясений, то вызывающие их небольшие знакопеременные изменения радиуса Земли, согласно П.Н. Кропоткину [7, 8], могут быть связаны с предполагаемыми американским физиком Р. Дикке гипотетическими флюктуациями величины гравитационной постоянной. Более продолжительные пульсационные циклы этой группы (менее 0.5 - 1 млн. лет), возможно, контролируются воздействием на Землю тех или иных астрономических факторов, подобно тому, как это было установлено Миланковичем в отношении климатических циклов четвертичного времени.

“Структурообразующие” геопулсационные циклы разных рангов длительностью от 0.5 - 1 млн. лет до нескольких сот миллионов и даже миллиарда лет, по-видимому, в основном имеют эндогенную природу, контролируются процессами, протекающими в глубоких недрах Земли, хотя на ход этих процессов, несомненно, влияют явления, связанные с ее местом в Солнечной системе и Галактике.

Для суждения о глубинности процессов, вызывающих пульсации, исключительную важность представляет то, что с различными геологическими проявлениями пульсационных циклов в мезокайнозойе, по крайней мере, начиная с циклов 2-го порядка (т.е. циклов продолжительностью от нескольких миллионов лет и более), хорошо коррелируются изменения параметров геомагнитного поля – относительной частоты его инверсий и напряженности. Поскольку, согласно современным представлениям, существование магнитного поля Земли и его изменения в ходе геологической истории контролируются процессами, протекающими во внешнем жидком ядре Земли и близ границы мантии с поверхностью ядра, постольку естественно предположить, что и наблюдаемые на поверхности Земли и в ее коре тектонические, магматические и другие проявления геопулсаций в конечном счете также определяются этими сверхглубинными процессами.

Не менее важно и то, что фазы, характеризовавшиеся резким учащением инверсий полярности геомагнитного поля (продолжительностью 1 - 2 млн. лет), с точностью до 0.5 - 1 млн. лет совпадали с контракционными фазами геопулсаций, выраженными в виде “фаз складчатости” и резких падений уровня мирового океана. Равным образом длительная эпоха спокойного, почти не инверсировавшего магнитного поля с пониженной напряженностью в меловом периоде, продолжавшаяся с аптского до конца сантонского века, совпадала во времени с эпохой наиболее интенсивного рифтинга и спрединга и наивысшего подъема уровня океана на протяжении мезозоя и кайнозоя. Это указывает на то, что “сигналы” о происходящих в подобные эпохи близ границы

ядра и мантии быстрых пертурбациях и преобразованиях (структурных, вещественных, фазовых) чрезвычайно быстро, почти мгновенно в масштабе геологического времени передаются в земную кору. Следовательно, передача глубинных энергетических импульсов к поверхности Земли должна была происходить не кондуктивным и даже не конвективным путем, ибо на это потребовалось бы гораздо большее и к тому же, вероятно, неодинаковое в разных тектонических областях время (при конвективном переносе мантийными плюмажами – порядка 30 млн. лет), а посредством изменений напряженного состояния во всех оболочках Земли.

Лет 10 - 15 назад автору этих строк и некоторым другим сторонникам пульсационной концепции казалось, что пульсационные циклы, по крайней мере, в фанерозое, обладали более или менее близкой продолжительностью и, подобно, метрону, отсчитывали примерно равные интервалы времени с известной повторяемостью событий, осложнявшие более крупные этапы процесса развития Земли.

В настоящее время становится все более очевидным, что геопулсации и пульсационные циклы представляют одно из основных свойств (возможно, самое важное свойство) возвратно-поступательного тектоно-магматического развития Земли, которое естественно распадается на несколько самых крупных, продолжительных пульсационных циклов, в свою очередь, состоящих из нескольких пульсационных циклов более высокого порядка, а последние также слагаются из нескольких циклов, и т.п. При этом продолжительность отдельных пульсационных циклов и их особенности не остаются постоянными, а зависят от положения данного цикла в структуре более крупного пульсационного цикла.

Таким образом, ритмика пульсационного процесса, на первый взгляд, выглядит довольно сложной, но эта сложность оказывается свойственной своего рода “мелодии” или “ритмической фигуре”, которая дважды повторялась с некоторыми вариациями на протяжении фанерозоя. Главными отличиями второго исполнения этой “мелодии” (в мезокайнозойе) по сравнению с первым (в палеозое) были его относительно несколько ускоренный общий темп, а также то, что если в палеозойском мегацикле максимальное проявление экспансионной тенденции было достигнуто уже в начале второго (каледонского) цикла первого порядка, а к концу третьего (герцинского) цикла первого порядка эффект предшествовавшего расширения Земли был, вероятно, полностью компенсирован сжатием, происходившим на протяжении ряда позднегерцинских контракционных фаз, то в мезокайнозойском мегацикле наибольшее расширение Земли, приведшее к

возникновению впадин вторичных океанов, происходило позднее, в первой половине третьего (альпийского) цикла первого порядка, т.е. в середине и второй половине мела, а также в палеоцене и эоцене. Последующее, постепенно усиливавшееся сжатие (с конца эоцена до миоцена включительно), вероятно, не полностью компенсировало эффект предшествовавшей экспансии Земли, а с конца миоцена ее экспансия вновь возобновилась.

Кроме того, в мезокайнозойском мегацикле существенно изменился тектонический характер тех зон планетарного масштаба, под которыми находились главные каналы подъема глубинного вещества и распространения термической энергии. В палеозое такими зонами являлись подвижные пояса Земли (роль ложа Тихого океана неясна), а в мезокайнозое эта роль в основном перешла к рифтовым зонам и развившимся на месте некоторых из них спрединговым поясам молодых океанов и древнего (?) Тихого океана.

Все сказанное выше позволяет в самой общей форме высказать предположение о том, что на протяжении палеозоя и мезокайнозоя в ядре и нижней части мантии Земли происходили сходные, хотя и не тождественные физико-химические процессы циклического характера, подчинявшиеся сложной и во многом близкой "программе" (вероятно, включавшие конвекцию, фазовые превращения, возможно, трансмутацию элементов и пр.). Наиболее важными результатами их являлись многократные небольшие изменения объема Земли и общей площади земной коры (осцилляционные и направленные), приводившие к деформациям сжатия и растяжения, а также многократные изменения интенсивности магматизма и, в первую очередь, базальтового вулканизма, связанные как с неравномерным во времени волнообразным характером распространения из глубоких недр Земли к ее поверхности порций глубинного тепла и вещества, так и с адиабатическими процессами в очагах магмогенерации, в частности, с декомпрессией во время экспансионных фаз геопульсаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаков А.С., Солодовников Г.М.* Напряженность геомагнитного поля в последние 400 миллионов лет // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 6. С. 1340 - 1343.
2. *Вейл П.Р., Митчел Р.М.мл., Томсон С.* Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. Т. I. М.: Мир, 1982. С. 160 - 183.
3. *Гросвальд М.Г.* Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
5. *Казьмин В.Г.* Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур // Геология и геофизика. 1975. № 9. С. 3 - 12.
6. *Казьмин В.Г., Борисова И.А.* О механизмах образования рифтовых долин медленноспрединговых хребтов // Геотектоника. 1992. № 4. С. 113 - 124.
7. *Кропоткин П.Н.* Новая геодинамическая модель // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 3. С. 575 - 578.
8. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 1992. № 4. С. 3 - 14.
9. *Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3 - 16.
10. *Милановский Е.Е.* Расширение Земли в плиоцене - антропогене как проявление глобального пульсационного режима ее тектонического развития: Тез. докл. XI Международ. Конгресса INQUA. М.: Наука, 1982. Т. 3. С. 225 - 226.
11. *Милановский Е.Е.* Развитие и современное состояние проблемы расширения и пульсаций Земли // Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984. С. 8 - 24.
12. *Милановский Е.Е.* Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансионной фазы пульсации Земли в плиоцене - антропогене // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 10 - 29.
13. *Милановский Е.Е., Мальков Б.А.* Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальная пульсация Земли // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 5. С. 1203 - 1207.
14. *Милановский Е.Е., Никишин А.М., Конаевич Л.Ф., Гаврилов Ю.О., Клутинг С.* О корреляции фаз реорганизации кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // Докл. АН СССР. 1992. Т. 326. № 2. С. 313 - 317.
15. *Никишин А.М.* Сопоставление геологической и геомагнитной истории Земли. Тектоника плит и пульсационный стиль развития Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 76 - 82.
16. *Никишин А.М., Лейбов М.Б.* О корреляции эпох тектонической истории Земли с изменениями ее магнитного поля // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 1. С. 167 - 170.
17. *Обручев В.А.* Пульсационная гипотеза геотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 12 - 30.
18. *Палеомагнитология* // Ред. Храмов А.Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
19. *Тетяев М.М.* Основы геотектоники. Л., М.: ОНТИ, 1934. 288 с.
20. *Усов М.А.* Структурная геология. М.: Госгеолтехиздат, 1934. 288 с.
21. *Хаин В.Е.* Цикличность и тектоника // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Наука, 1977. С. 213 - 221.
22. *Хаин В.Е.* Тектоника плит: анализ современного состояния // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 3 - 10.
23. *Харлэнд У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 141 с.

24. Якубчук А.С., Никишин А.М. Оценка интенсивности образования океанической коры в фанерозое // Докл. АН. 1992. Т. 323. № 5. С. 908 - 911.
25. Янишин А.М. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 78. Вып. 2. С. 9 - 14.
26. Bertrand M. La chaine des Alps et la formation du continent européen // Bull. Soc. Geol. France. 1887. Vol. 15. № 3. P. 423 - 447.
27. Bucher W. The deformation of the Earth's crust. Princeton Univer. Press, 1933. 516 p.
28. Grabau A. Oscillation or pulsation // Rep. XVI Int. Geol. Congr. Washington, 1933. P. 1 - 15.
29. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes // Sea-level changes: an integrated approach // Society of Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ. Tulsa, Oklahoma, USA, 1988. № 42. P. 11 - 108.
30. Larson R.L. Geological consequences of superplumes // Geology. 1991. Vol. 19. P. 963 - 966.
31. Larson R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. Vol. 19. P. 547 - 550.
32. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet. Sci. Letters. 1991. Vol. 107. P. 437 - 447.
33. Prevot M., Derder M.El.-M., McWilliams M., Thompson J. Intensity of Earth magnetic field: evidence for a Mesozoic dipole low // Earth and Planet. Sci. Letters. 1990. Vol. 97. P. 129 - 139.
34. Ross Ch.A., Ross J.R.P. Late paleozoic transgressive-regressive deposition // Sea-level changes: an integrated approach // Society of econ. Paleontologists and Mineralogists. Sp. Publ. Tulsa, Oklahoma, USA, 1988. № 42. P. 227 - 248.
35. Rothpletz A. Ueber die Möglichkeit den Gegensatz zwischen Kontraktions - und Expansions - Theorie aufzuheben // Sitzungsber. math.-phys. Kl. Wiss: Bayerischen Acad., 1903. Bd. 32. S. 311 - 325.
36. Scheridan R.E. Pulsation tectonics as the control of continental Breakup // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. № 1 - 3. P. 59 - 74.
37. Schwan W. Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in Ocean floor spreading during late Jurassic - late Tertiary time // The Amer. Ass. Petrol. Geologists Bull. 1980. Vol. 69. № 3. P. 359 - 373.
38. Schwan W. The worldwide active Middle/Late eocene geodynamic episode with peaks at - 45 and - 37 m.y. B.P., and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading // Tectonophysics. 1985. Vol. 115. P. 197 - 234.
39. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Borntraeger, 1924. 948 s.
40. Stothers R.B. Periodicity of the Earth's magnetic reversals // Nature. 1986. Vol. 11703 - 12013.
41. Tarduno J.A., Lowrie W., Süter W.V., Bralower T.J., Heller F. Reversed polarity characteristic magnetisations in the Albian Contessa section, Umbrian Apennines, Italy: implications for the existence of a Mid-Cretaceous mixed polarity interval // Journ. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B1. P. 241 - 271.
42. Umbgrove J.H.F. The pulse of the Earth / M. Nijhoff. The Hague, 1947. 358 p.

Рецензенты: П.Н. Кропоткин, В.И. Коваленко

Pulsation of the Earth

E. E. Milanovsky

Geological Faculty, Moscow State University, Moscow

In the Earth's history, there were recurrently alternating epochs and phases, when dominant tectonic deformations led either to general horizontal extension of the crust (phases of activated rifting and spreading), or to its contraction ("phases of folding"). These events are considered as manifestations of some periodic changes in volume, radius, and surface area of the Earth, i.e., its pulsation. The alternating expansion and contraction phases of "geopulsation" show correlation with essential periodic changes in sedimentary, geomorphologic, magmatic, mineragenetic, and other geological and geophysical processes. For instance, phases of the Earth's expansion are marked by active basaltic volcanism and elevated sea level, while the contraction phases coincide with periods of low sea level and frequent geomagnetic reversals. A hierarchic system of pulsation cycles of various rank and duration, their peculiar features, and some evolutionary trends are distinguished for the Phanerozoic processes of geopulsation. Their possible origin is discussed.

УДК 551.242.3(517)

ТЕКТОНИКА САЛАИРИД ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

© 1995 г. С. В. Руженцев, В. В. Бурашников

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.04.94 г.

Рассмотрены вопросы тектоники и эволюции Озерной складчатой системы салаирид Монголии – одного из основных элементов Центральноазиатского складчатого пояса. На основе новых данных, полученных в хребтах Хасагтын-Нуру, Хантайширын-Ула и Улан-Шанды-Ула, проведен анализ тектонической зональности и реконструирован латеральный ряд структур и формаций для венд-раннекембрийского времени.

Развитие Озерной складчатой системы протекало в соответствии с полным циклом Уилсона и включало следующие стадии: а) рифтовую, R_3-V_1 (деструкция Восточной Гондваны и обособление Дзабханского и Южно-Гобийского микроконтинентов); б) океаническую, $V_{1,2}$ (раскрытие Хантайширского палеоокеана); в) островодужную, V_2-E_{1at} (формирование активной окраины с системой островных дуг и задуговых бассейнов), и г) коллизионную, $E_{1bt}-E_2$ (закрытие палеоокеана и становление сложного покровно-складчатого сооружения с корой континентального типа).

Салаириды Центральной Азии включают аккреционные и коллизионные структуры. Первые существовали уже в рифее и рассматриваются как структуры тихоокеанского типа. Вторые формировались в венде - раннем кембрии в связи с проградацией Прототетиса в пределы Восточной Гондваны и отвечают тетическому типу. Интерференция двух типов структур, длительное время развивавшихся параллельно, обусловила крайне сложную геодинамику региона с его уникальным микроплитным строением.

Каледониды Центральной Азии занимают территорию Алтае-Саянской области, Западной и Центральной Монголии. Они представляют собой складчатые сооружения, включающие докембрийские сиалические массивы (микроконтиненты) и зоны салаирской и каледонской стабилизации. Считается [4, 15, 18], что последние сформировались на месте венд-раннепалеозойского океана, являвшегося частью Палеопацифики и претерпевшего в кембрии и ордовике сложные структурно-вещественные преобразования. Наиболее мощно эти процессы проявились по периферии древних континентальных массивов, где возникли структурные ансамбли, в которых тектонически совмещены океанические, островодужные и континентальные комплексы.

На территории Западной Монголии докембрийские метаморфические породы слагают основание Дзабханского массива, к западу и югу от которого расположены салаириды Озерной складчатой системы (рис. 1). Здесь широко представлены офиолиты, вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии венда - нижнего кембрия. Отмеченные образования шарьированы в пределы массива, где залегают на его рифейско-вендско-кембрийском чехле [5, 19, 22].

Предлагаемая работа посвящена анализу тектоники восточной части Озерной складчатой системы салаирид Монголии и прилегающих частей Дзабханского массива в хребтах Хасагты-Нуру, Хантайширын-Ула и Улан-Шанды-Ула.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В рассматриваемом районе **Дзабханский массив** состоит из двух зон: внутренней – Цаганоломской и внешней – Хасагтинской (см. рис. 1).

Разрез *Цаганоломской зоны* включает дорифейский кристаллический фундамент с возрастом 2650 - 1800 млн. лет [1, 10, 14]. Рифейские отложения представлены органогенными доломитами, известняками и кварцитами, вулканитами, пестроцветными песчаниками и конгломератами. Присутствуют как мелководные, так и субэаральные образования, выполняющие обособленные впадины. В рассматриваемом районе это пестроцветные риолиты, игнимбриты, вулканомикты дзабханской свиты, прорванные телами кварцевых порфиров, возраст которых 850 - 750 млн. лет [1].

Карбонатные и карбонатно-терригенные отложения венда - нижнего кембрия детально изучены вдоль северных предгорий хребта Хасагты-Нуру [3, 11, 13]. В основании разреза обнажаются доломиты и известняки цаганоломской свиты (V_2 , 900 - 1000 м). Выше согласно залегают терригенно-карбонатная толща баянгольской свиты (E_{1tm-at} , 1000 - 1200 м) и археоциатовые известняки саланыгольской свиты (E_{1at-bt} , 400 - 500 м).

С постепенным переходом известняки сменяются отложениями хаирханской свиты ($E_{1bt}-E_2?$), имеющей трехчленное строение.

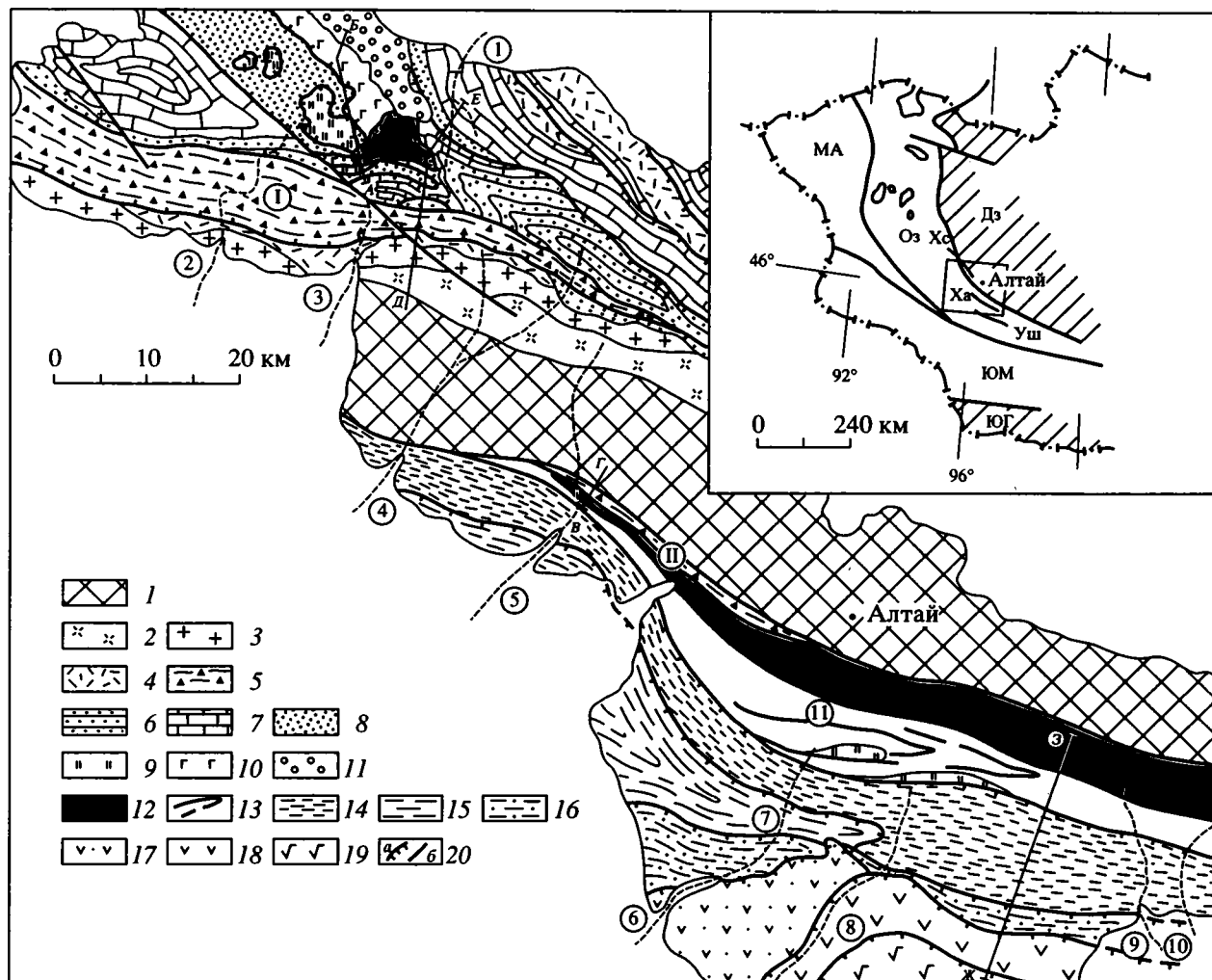


Рис. 1. Схема тектонической зональности хребтов Хасагты-Нуру и Хантайширын-Ула

1 - 8 - Дзабханский массив: 1 - гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты, AR-PR₁, 2, 3 - дундский ортокомплекс, PE: 2 - габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты, 3 - гранодиориты, граниты, 4 - риолиты, дациты, их туфы дзабханской свиты, R₃, 5 - конгломераты, песчаники, базальты, риолиты шаргынгольского комплекса, R₃-V₁, 6 - песчаники хасагтинской свиты, V₁₋₂, 7 - доломиты, известняки, песчаники цаганоломской, баянгольской, саланыгольской свит, V₂-E_{1bt}, 8 - флиш хаирханской свиты, E_{1bt}-E₂; 9, 10 - Номгонская зона: 9 - базальты, яшмы, известняки уетской свиты, V₂-E_{1at}?, 10 - известняки хамардабаская свиты, E_{1bt}; 11 - неоавтохтон - (конгломераты, O?); 12, 13 - Хантайширская зона: 12 - офиолиты, 13 - базальты, кремни, эпикласты, известняки хантайширской свиты, E_{1tm-at}; 14, 15 - Норанская зона: 14 - северная (эпикласты, граувакки, E_{1tm-at}) и 15 - южная (туффиты, вулканомикты, известняки, граувакки, V₂-E_{1at}); подзоны; 16 - Сатирбулакская зона (флиш, E_{1bt}-E₂); 17 - 19 - Уланшандинская зона - пластины: 17 - северная (базальты, тефротурбидиты, эпикласты, E₁?), 18 - центральная (грубые эпикласты, туфы андезито-базальтов, андезитов, дацитов, V₂-E_{1at}), 19 - южная (грубые эпикласты, лавобрекчии, V₂-E₁?); 20 - разломы: a - надвиги, взросы, б - сдвиго-сбросы. Профили по линиям А - Б, В - Г, Д - Е изображены на рис. 2, Ж - З - на рис. 4.

Буквы на врезке: массивы: Дз - Дзабханский, ЮГ - Южно-Гобийский; Оз - салаириды Озерной складчатой системы; МА - каледониды Монгольского Алтая; ЮМ - варисциды Южной Монголии; хребты: Хс - Хасагты-Нуру, Ха - Хантайширын-Ула, Уш - Улан-Шанды-Ула. Цифры в кружках: I - шаргынгольский и II - урдский рифтогенные комплексы; 1 - 10 - реки: 1 - Саланы-Гол, 2 - Номгон-Гол, 3 - Баян-Гол, 4 - Дунд-Шаргын-Гол, 5 - Урд-Шаргын-Гол, 6 - Шинэ-Усны-Гол, 7 - Сайн-Ус, 8 - Их-Бумбат, 9 - Дунд-Худжиргын-Гол, 10 - Урд-Худжиргын-Гол; 11 - перевал Хамар-Даба.

Нижняя ее часть (800 - 900 м) - песчано-алевролитовый флиш с аркозовым обломочным материалом. Примерно в 70 м выше подошвы свиты появляются первые линзы конгломератов, состоящих преимущественно из гальки карбонатных пород

венда и нижнего кембрия. Средняя часть хаирханского разреза образована плитчатыми известняками (180 - 200 м), а верхняя - вновь флишем (не менее 1200 м), песчаная фракция которого имеет полимиктовый состав (фрагменты риолитов,

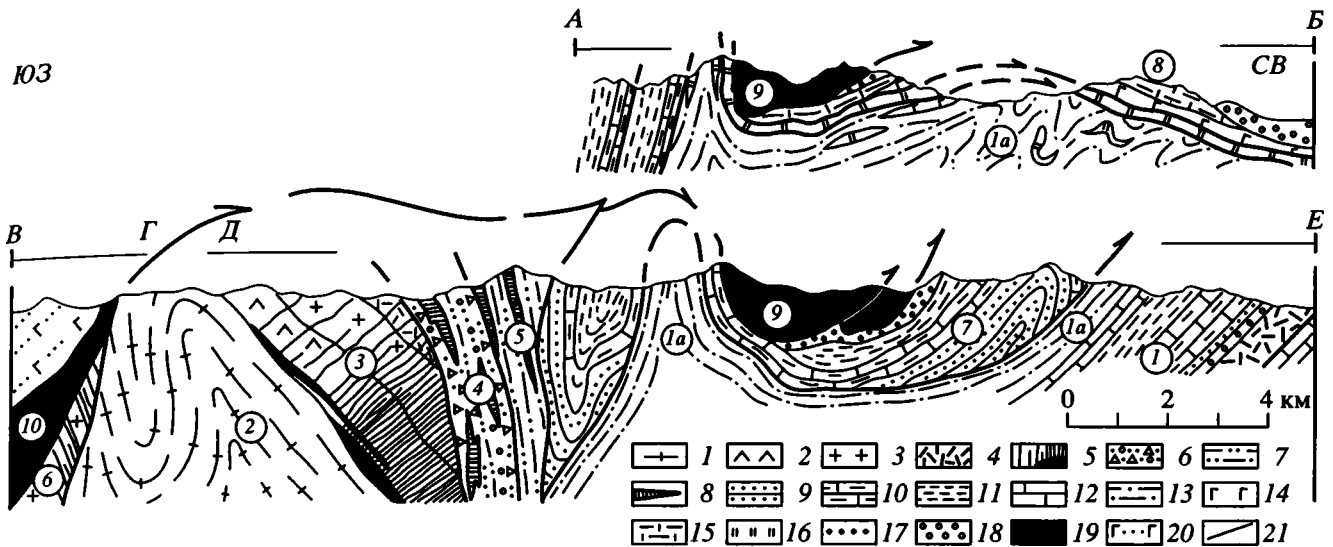


Рис. 2. Геологические профили через хребет Хасагты-Нуру (см. рис. 1)

1 – кристаллические сланцы, гранито-гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты, AR-PR₁; 2 – габбро-диориты, тоналиты, кварцевые диориты, PЕ; 3 – гранодиориты, PЕ; 4 – риолиты, дациты, их туфы дзабханской свиты, R₃; 5 – 8 – шаргынгольский рифтогенный комплекс, R₃-V₁; 5 – дайки, 6 – грубые эпикласты, тефроиды, 7 – турбидиты, 8 – потоки и силлы базальтов; 9 – песчаники хасагтинской свиты, V; 10 – доломиты и известняки цаганоломской свиты, V; 11 – карбонатно-терригенная баянгольская свита, E₁tm-at; 12 – известняки саланыгольской свиты, E₁at-bt); 13 – флиш хаирханской свиты, E₁bt-E₂?; 14, 15 – уетская свита, V₂-E₁?; 14 – базальты, 15 – яшмы и известняки; 16 – известняки хамардабаской свиты, E₁bt; 17, 18 – конгломераты: 17 – E_{2,3}, 18 – O?; 19 – офиолиты; 20 – базальты, эпикласты, граувакки, известняки хантайширской свиты, E₁tm-at; 21 – разрывные нарушения.

Цифры в кружках: 1 - 7 – Дзабханский массив: 1 – Цаганоломская шельфовая зона (1a – хаирханский флиш), 2 - 7 – Хасагтинская зона: 2 – выступ кристаллического фундамента, 3 – дундский ортокомплекс, 4 – краевой и 5 – осевой разрезы шаргынгольского рифтогенного комплекса, 6 – урдский рифтогенный комплекс, 7 – склоновый комплекс массива; 8 - 10 зоны палеоокеана: 8 – Номгонская; 9, 10 – Хантайширская: 9 – Хасагтинский и 10 – Хантайширский массивы.

плаггиопорфиров, гранитоидов, диабазов, спилитов, яшм, серпентинитов, известняков, кварцитов). Появление основных эффузивов и ультрабазитов указывает на размыв пород офиолитовой ассоциации. Для верхней же толщи характерны многочисленные горизонты микститов (иногда мощностью до 200 м), состоящих из глыб известняков, яшм и базальтоидов.

Хасагтинская зона (осевая часть и южный склон хребта Хасагты-Нуру) имеет сложное покровное строение. Здесь тектонически совмещены комплексы краевой части Дзабханского массива с офиолитами, вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами Озерного палеоокеана. По существу, зона представляет собой систему анти- и синформ, в которые смяты отложения края массива и обдущированные на него аллохтонные палеоокеанические комплексы (рис. 2).

Метаморфические породы фундамента вскрыты здесь вдоль южных предгорий хребта, где представлены плаггиогнейсами, кристаллосланцами, амфиболитами, мраморами, кварцитами, прорванными телами рифейских гранитоидов. Структурно выше залегает дундский ортокомплекс, образующий мощную (не менее 3 км) пластину. Ее нижняя часть сложена

габбро-диоритами, содержащими линзы пироксенитов и габбро. Вверх по разрезу габбро-нориты сменяются тоналитами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами, выше которых залегают пестроцветные дациты, риолиты и туфы дзабханской свиты (R₃, 400 - 500 м).

Породы ортокомплекса и дзабханской свиты рассечены роями даек, которые пространственно сопряжены с вулканитами и терригенными отложениями, объединяемыми в шаргынгольский комплекс [2]. Диабазовые дайки группируются в отдельные рои, но часто образуют сплошные поля. Максимальная ширина дайкового пояса 9 км при видимой протяженности 160 км. Возраст даек позднерифейско-ранневендский: они прорывают породы дзабханской свиты и трансгрессивно перекрыты песчаниками венда.

Отложения комплекса характеризуются двумя типами разреза, соответствующими краевой и осевой частям полосы развития его пород. Первый (до 3500 м) слагают грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты, состоящие из продуктов размыва пород дундского ортокомплекса и дзабханской свиты. Здесь же широко распространены силлы и потоки базальтов, разнообразные вулканитовые эпикласты, туффиты,

Таблица. Средние содержания петрогенных (%) и редких (г/т) элементов в базитах шаргынгольского комплекса (1 - 9) и шаровых лавах уетской свиты (10 - 13)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	45.75	47.29	47.09	48.60	50.83	44.94	51.52	50.38	46.84	50.15	45.75	47.19	46.74
TiO ₂	1.71	1.70	2.86	2.03	1.70	2.64	2.24	1.78	1.54	1.12	1.76	1.43	1.52
Al ₂ O ₃	13.57	13.32	11.80	13.21	14.54	13.94	11.85	14.27	14.55	13.96	12.64	14.33	13.02
Fe ₂ O ₃	4.72	4.33	7.93	6.28	4.94	5.87	8.01	7.50	5.28	4.74	6.92	3.77	3.85
FeO	8.85	8.23	10.02	8.47	6.85	7.51	7.40	6.53	7.56	5.99	8.03	7.68	8.90
CaO	10.59	9.21	8.09	6.93	7.57	7.83	5.50	4.94	5.86	10.92	10.65	10.57	9.89
MgO	7.80	7.43	5.21	5.25	5.36	6.53	3.53	3.27	7.66	7.46	6.04	6.80	7.84
MnO	0.23	0.18	0.22	0.23	0.07	0.14	0.05	0.03	0.19	0.21	0.23	0.18	0.24
Na ₂ O	2.87	3.55	2.70	4.36	3.73	4.60	3.57	4.52	4.41	2.21	2.28	3.10	3.02
K ₂ O	2.44	0.72	0.73	2.03	1.83	1.40	1.32	2.67	1.92	0.42	0.19	0.79	0.34
H ₂ O	1.48	3.27	2.72	2.66	1.91	3.86	3.54	2.78	3.45	2.31	3.62	2.42	3.66
Co ₂	—	—	—	—	—	—	0.65	—	—	—	1.20	1.50	1.00
P ₂ O ₅	0.41	0.39	0.53	0.23	0.31	0.78	0.76	0.86	0.28	0.08	0.19	0.12	0.13
Сумма	100.42	99.62	99.90	100.28	99.64	100.04	99.94	99.56	99.54	99.51	99.50	99.88	100.15
Y	27	19	27	31	32	22	38	17	19	27	33	20	21
Zr	140	86	140	130	170	250	160	71	48	47	110	70	75
Rb	42	13	16	20	21	12	14	53	130	13	10	20	10
Ba	1110	260	350	590	360	470	970	800	570	120	21	54	20
Sr	390	460	320	300	320	760	290	210	250	130	120	310	140

Примечания. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института РАН, содержания редких элементов определены методом РФА.

риолитовые тефроиды. Мощность базальтоидов местами достигает нескольких сотен метров. Второй – толща (до 900 - 1000 м) песчаносланцевых турбидитов. Состав обломочного материала тот же; кроме того, к нижней части разреза приурочены силлы и силло-потоки диабазов.

По соотношению содержания кремнезема и суммы щелочей базиты шаргынгольского комплекса относятся к группе субщелочных оливиновых базальтов. Они характеризуются высоким содержанием K₂O, TiO₂, P₂O₅ и несколько пониженным Al₂O₃ (таблица). В базитах комплекса высоки концентрации крупноионных литофильных элементов. Средняя величина R/Rb для диабазов 643, базальтов 560. На дискриминантной диаграмме Ti-Zr-Y (рис. 3а) фигуративные точки составов диабазов и базальтов располагаются в поле внутривулканических базальтов. Кривые распределения РЗЭ для диабазов и базальтов параллельны (см. рис. 3б). Для отдельных разностей отмечаются лишь вариации абсолютных содержаний при постоянных высоких отношениях La/Yb (5 - 12) и La/Sm (2.5 - 3.5). Анализ имеющихся данных позволяет сделать вывод об идентичности химизма даек и лав комплекса. По составу они наиболее близки к субщелочным базальтам континентальных рифтов [2]. Сходные образования (диабазовые дайки, базальты, переслаивающиеся с грубыми терригенными осадками) уста-

новлены вдоль юго-западного края массива (долина Урд-Шаргын-Гол), где слагают серию тектонических клиньев по границе массива и Озерной складчатой системы (см. рис. 1).

Породы ортокомплекса, дзабханской свиты, диабазовые дайки перекрыты с базальным конгломератом в основании терригенно-карбонатной толщей венда - нижнего кембрия. В основании ее разреза залегают отложения х а с а г т и н с к о й с в и т ы. Нижняя часть свиты (500 - 600 м) образована полимиктовыми пестроцветными песчаниками, состоящими из продуктов размыва подстилающих пород (гранитоиды, риолиты, диабазы), верхняя (1500 - 1600 м) – песчано-сланцевыми турбидитами с прослоями черных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. Важным элементом верхней части разреза являются линзы и горизонты “мусорных” конглобрекций, представляющих собой хаотическую песчано-глинистую массу, переполненную угловатыми или полуокатанными совершенно не сортированными (0.01 - 1.5 м) фрагментами гранитоидов, кварцевых порфиров, амфиболитов, зеленых сланцев, основных и кислых эффузивов, кварцитов, карбонатных пород, разнообразных терригенных пород, кремней. Конглобрекций местами отсутствуют в разрезе, местами же (верховья р. Саланы-Гол, горы Цахирин-Нуру) слагают до трети разреза толщи. Текстура, присутствие экзотического материала, положение конглобрекций среди

относительно тонких турбидитов позволяют считать эти отложения образованиями подводных автокинетических потоков.

С постепенным переходом выше отложений хасагтинской свиты залегают слоистые битуминозные доломиты и известняки с прослями фтанитоидов (450 - 500 м, цаганоломская свита) и терригенно-известняковые турбидиты (300 - 350 м, баингольская свита).

В целом разрез венд-нижнекембрийских отложений Хасагтинской зоны хорошо сопоставляется с разрезом Цаганоломской. Вместе с тем, между ними намечаются некоторые отличия. В Хасагтинской зоне резко (примерно в 10 раз) увеличивается мощность базальной терригенной толщи и существенно сокращается мощность карбонатных отложений, которые становятся более глубоководными, приобретая иногда турбидитный облик. Тонкий состав терригенных отложений, присутствие кремней и глинисто-кремнистых сланцев, особенности стратификации, преобладание микритовых разностей карбонатов над биогермными указывают на депрессионный характер бассейна.

Структурно выше, местами на отложениях Хасагтинской зоны, местами на хаирханском флише, залегают серия тектонических пластин, сложенных породами, имеющими иную тектоническую природу. Здесь широко представлены офиолиты. Они являются инородным элементом, шарьированным в пределы Хасагтинской зоны, вследствие чего выделяются в самостоятельную Номгонскую зону. Наиболее полно ее разрез вскрыт в верховьях ручьев Номгон-Гол, Битугийн-Гол, Ует-Ундрийн-Гол, где образует оболочку плоской антиформы (см. рис. 2). Выше хаирханского флиша здесь залегают:

1. Археоциатовые известняки (E_1bt), слагающие серию чешуй, вдавленных в флишевую массу. Мощность отдельных чешуй не превышает 100 - 150 м. Пространственно с известняками связаны блоки давленных конгломератов, почти нацело состоящих из гальки кварцевых порфиров, фельзитов, игнимбригов.

2. Вулканогенно-яшмовая толща (у е т с к а я с в и т а). К ее подошве приурочены тонкие (до 3 м) линзы серпентинитовых сланцев, выше которых расположены силлы (150 - 200 м) и шаровые лавы (350 - 400 м). Уетские базальтоиды относятся к толеитовой серии. По содержанию TiO_2 (1.12 - 1.76%), MgO (6.04 - 7.84%), CaO (9.89 - 10.92%) и щелочей они близки к толеитам срединно-океанических хребтов (СОХ), отличаясь от них пониженным содержанием Al_2O_3 (12.64 - 14.33%). Низкие содержания крупноионных литофильных элементов (Rb - менее 10, Ba - 50, Sr - 150 г/т) также сближают их с базальтами СОХ. На дискриминантной диаграмме $Ti-Zr-Y$ лавы свиты попадают в поля базальтов СОХ и океанического дна

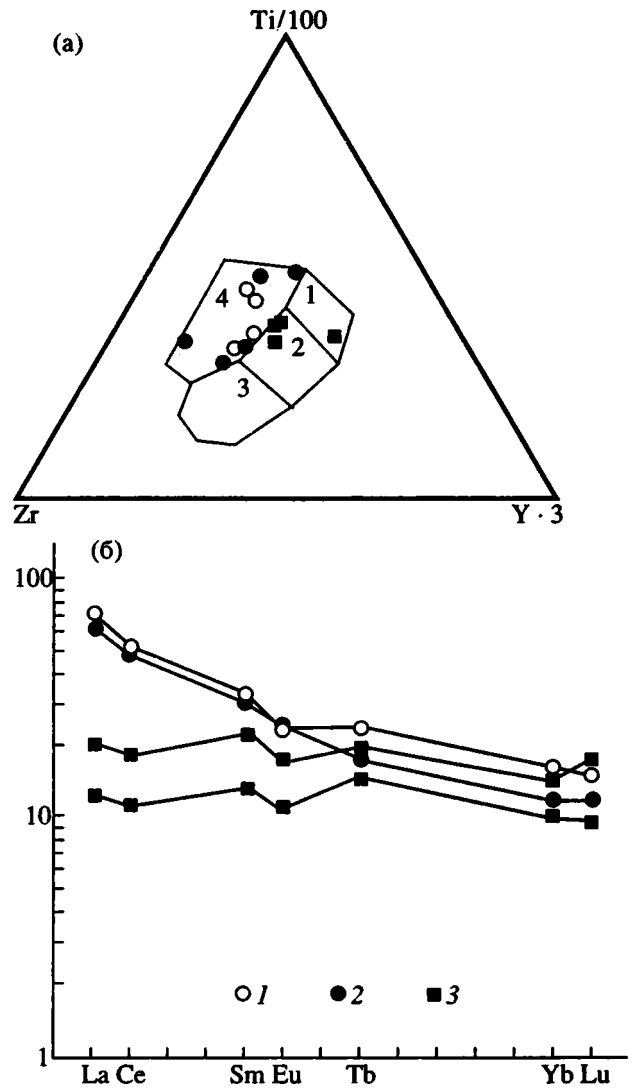


Рис. 3. Геохимические особенности базитов шаргынгольского комплекса и шаровых лав уетской свиты: а - дискриминантная диаграмма $Ti-Zr-Y$, б - график нормированных по хондриту содержаний РЗЭ

1, 2 - шаргынгольский комплекс: 1 - диабазы дайковой серии, 2 - базальты вулканогенно-осадочного разреза; 3 - базальты уетской свиты. Поля: 1 + 2 - низкокалие толеиты; 2 - базальты океанического дна; 2 + 3 - известково-щелочные базальты; 4 - внутриплитные базальты.

(см. рис. 3а). На рис. 3б показаны нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ уетских базальтов. И по конфигурации кривых, и по абсолютным концентрациям они идентичны базальтам СОХ.

Венчается разрез свиты горизонтом (200 - 250 м) переслаивающихся яшм и афанитовых известняков. Отложения свиты не охарактеризованы палеонтологически. Определенно можно сказать, что их возраст доботомский (глыбы пород уетской свиты представлены в микститах хаирханского



Рис. 4. Геологический профиль через горы Хантайширын-Ула и Улан-Шанды-Ула (см. рис. 1)

1 – дуниты, гарцбургиты; 2 – полосчатый комплекс, габброиды; 3 – дайковая серия; 4 – базальты, яшмы, эпикласты хантайширской свиты, E_{1tm-at} ; 5 – известняки хамардабаской свиты, E_{1bt} ; 6 – грубые эпикласты араинбулакской свиты, E_{1tm-ab} ; 7 – туффиты, тонкие эпикласты араинбулакской свиты, V_2-E_{1tm} ; 8 – граувакки норанской свиты, E_{1at} ; 9 – сатирбулакский флиш, E_{1bt} ; 10 – эпикласты, туфы, тефроиды уланшандинской свиты, V_2-E_{1at} ; 11 – разрывные нарушения.

Цифры в кружках: 1 – Хантайширская, 2 – Норанская, 3 – Сатирбулакская, 4, 5 – Уланшандинская; пластины: 4 – нижняя, 5 – средняя.

флиша). Позднее мы специально остановимся на этом вопросе, сейчас же отметим, что условно относим свиту к венду – раннему кембрию.

Несогласно, с базальным конгломератом, венд-кембрийские отложения Хасагтинской и Номгонской зон перекрыты толщей красноцветных песчаников и конгломератов ($E_{2,3}$), рассматриваемых как нижний неоавтохтон. Выше него залегает пластина гарцбургитов и дунитов (Хантайширский массив), выполняющих крупную синформу (см. рис. 2). Хасагтинская ультрабазитовая пластина – аллохтонная масса, по-видимому, представляющая собой фрагмент шарьированного в пределы Дзабханского массива хантайширского дунит-гарцбургитового комплекса.

Верхний неоавтохтон (0?) представлен толщей (до 500 м) полимиктовых конгломератов и песчаников, несогласно залегающих на породах Цаганоломской, Хасагтинской и Номгонской зон и содержащих продукты их размыва, в том числе ультрабазитов.

Озерная складчатая система в пределах рассматриваемого района включает следующие структурно-формационные зоны (с севера на юг): Хантайширскую, Норанскую, Сатирбулакскую, Уланшандинскую, Хуройскую.

Хантайширская зона (северный склон и осевая часть хребта Хантайширын-Ула). Нижним элементом ее разреза является хантайширский офиолитовый комплекс, породы которого образуют серию падающих к югу пластин (рис. 4). В их основании обычно вскрыты дуниты и гарцбургиты мощностью до 5 км [7].

Разрезы верхней части офиолитовой ассоциации разнообразны. Так, например, на севере зоны (массив Нарийн-Овгор) полосчатый комплекс (200 - 250 м) представлен верлитами и клинопи-

роксенитами с кумулятивной структурой, переходящими вверх по разрезу в чередование клинопироксенитов и полосчатого габбро. Массивное габбро (250 - 300 м) – средне- и мелкозернистая порода, имеющая пятнистую, брекчиевидную текстуру, обусловленную взаимопроникновением пород различной степени раскристаллизации. Местами наблюдается вертикальная полосчатая текстура, очень напоминающая соотношения типа “дайка в дайке”. Переход от пород этого типа к дайковому полю происходит быстро (в поле 100 - 150 м). Диабазовые дайки образуют здесь сплошную полосу шириной до 3 км.

Южнее (ручей Урт-Худжиртын-Гол) породы ассоциации слагают мощную пластину, в основании которой залегают меланжированные гарцбургиты. Полосчатый комплекс (до 500 м) – чередование дунитов, верлитов и вебстеритов в нижней, вебстеритов и габбро-норитов – в верхней части разреза. Габброиды (не менее 1.5 км) – однообразные среднезернистые габбро-нориты, рассеченные диабазовыми дайками, изредка проникающими в пределы полосчатого комплекса. В нижней части габбро-норитового тела присутствуют единичные дайки, вверх по разрезу их число увеличивается, местами они собираются в рои, но нигде не дают сплошных серий. Необходимо отметить, что переход от зоны единичных даек в основании тела до их массового появления в кровле происходит в толще мощностью 1.5 - 1.7 км. Подушечные лавы (150 - 200 м) слагают верхнюю часть офиолитового разреза.

В целом уртский разрез сопоставим с описанным Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [7] в западной части хребта. По мнению указанных авторов, пироксениты, габбро-нориты и базальтоиды по геохимическим характеристикам близки между собой. Предполагается их происхождение из единой магмы, по составу отвечающей

низкокальциевым кварцевым толеитам, обедненным по сравнению с базальтами СОХ легкоплавкими литофильными элементами. Последующие исследования [8] показали, однако, что хантайширские базальтоиды достаточно разнообразны и относятся по крайней мере к двум сериям: бонитовой и низкотитанистой, слабо дифференцированной (андезито-базальты, андезиты) известково-щелочной.

Стратиграфически выше офиолитов залегает осадочно-вулканогенная толща хантайширской свиты (800 - 1200 м). Она сложена сложно разлинзованными подушечными лавами, яшмами, глинисто-кремнистыми сланцами, вулканогенными эпикластами, известняками, риолитовыми тефроидами. Разрезы свиты латерально не выдержаны, что связано с выклиниванием лавовых горизонтов и быстрым изменением мощности известняков (замещение маломощных детритовых разностей биогермными). Известняки содержат обильные остатки археоциат атдабанского яруса [12].

В районе перевала Хамар-Даба породы свиты несогласно перекрыты толщей отложений, выделяемой нами как хамардабаская свита (рис. 5). В ее основании расположен пласт пестроцветных конгломератов (15 - 20 м), состоящих из гальки кварцевых порфиров, фельзитов, игнимбритов. Встречается редкая галька основных эффузивов, кремней и археоциатовых известняков, что позволяет рассматривать конгломераты как базальные, хотя наблюдавшийся нами их нижний контакт зачастую сорван. Выше конгломератов залегают биогермные известняки (200 - 250 м), откуда собраны остатки ханцеллориид ботомского яруса (определение В.В. Миссаржевского).

Норанская зона охватывает территорию южного склона хребта Хантайширын-Ула и мелко-сопочник между этим хребтом и горами Улан-Шанды-Ула. В основании разреза зоны также вскрыты офиолиты (меланжированные гарцбургиты, габбро, базальты). На офиолитах залегает пакет чешуй, сложенных отложениями тефрогенно-граувакковой серии. В ее составе выделяются две толщи. Наиболее полный их разрез составлен нами по долинам ручьев Дунд-Худжиртын-Гол и Сайн-Ус.

Нижняя толща (арайбулакская свита, 1200 - 1300 м) на севере зоны образована линзующимися пестроцветными полимиктовыми песчаниками и гравелитами, разнообразными тефроидами, туффитами и граувакками; присутствуют базальтовые потоки. Южнее разрез несколько иной. Наиболее широко здесь представлены пестроцветные туффиты, пепловые туфы, туфоалевролиты, тонкие вулканомиктовые песчаники и граувакки, содержащие горизонты пеллоу-лав. Еще южнее, в предгорьях Улан-Шанды-Ула (среднее течение ручья Шинэ-Усны-Гол),

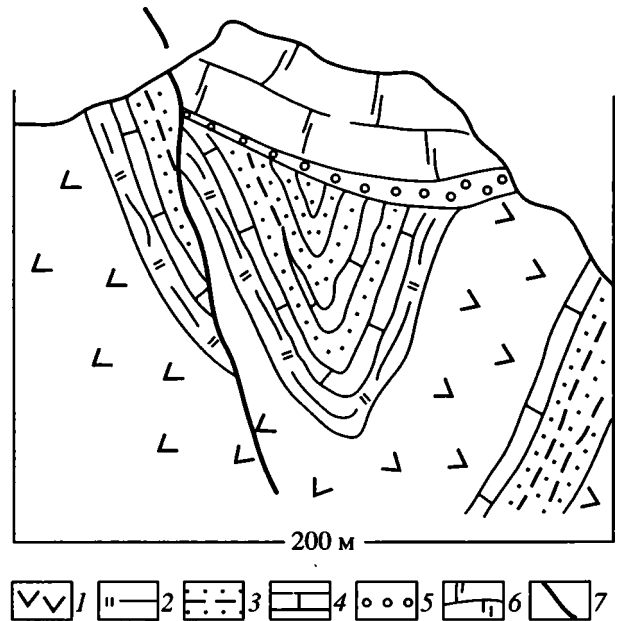


Рис. 5. Несогласное налегание ботомских известняков на породы хантайширской свиты (горы Хантайширын-Ула, к западу от перевала Хамар-Даба, см. рис. 1)

1 - 4 - хантайширская свита, E_{1tm-at} : 1 - андезито-базальты, 2 - глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, 3 - эпикласты, 4 - известняки; 5, 6 - хамардабаская свита, E_{1bt} : 5 - конгломераты, 6 - известняки; 7 - разлом.

в основании разреза вскрыты базальты с тонкими прослоями микритовых известняков, постепенно вверх по разрезу сменяющиеся переслаиванием туффитов, граувакк и песчаных известняков. Отсюда были собраны остатки протоконодентов, анабаритид, хиолитов и моллюсков (определение В.В. Миссаржевского), характерных для переходных слоев венда и кембрия (верхний манькай - нижний томмот).

Для арайбулакской свиты намечается, таким образом, определенный фациальный ряд от грубых эпикластов на севере до туффитово-карбонатных осадков на юге; основной обломочной материал поступал с севера из области Хантайширского поднятия.

Верхняя толща (норанская свита, 1800 - 2000 м) образована однообразными граувакковыми турбидитами с прослоями и пачками черных глинистых сланцев. Лишь на юге зоны разрез свиты представлен ритмично переслаивающимися мелкозернистыми граувакками, алевролитами, глинистыми сланцами и известняками. Видимая мощность карбонатно-терригенного разреза 470 - 500 м.

На крайнем юге зоны (ручей Их-Бумбат) откартировано несколько чешуй (структурно верхних), сложенных относительно грубыми граувакковыми турбидитами, содержащими прослой и

линзы (1 - 50 м) внутриформационных конгломератов (в том числе валунных), галька в которых представлена диоритами, пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, спилитами, туффитами, разнообразными терригенными породами: много также известняковых фрагментов. По-видимому, указанные отложения маркируют южный борт Норанского прогиба. Специально отмечим отличие состава обломочного материала вдоль северной и южной окраин зоны.

Араинбулакская свита в южной части зоны имеет манькайско-раннетоммотский, норанская, соответственно, – томмотско-атдабанский возраст. Араинбулакская свита на севере содержит горизонты эпикластов и граувакк, состоящих из продуктов размыва пород Хантайширского поднятия. Возраст последних томмотско-атдабанский, поэтому араинбулакские отложения здесь не могут быть древнее томмотских. Это предполагает удревнение возраста свиты в южном направлении.

Сатирбулакская зона (северные предгорья Улан-Шанды-Ула) – полоса развития терригенного флиша, слагающего серию наклоненных к югу тектонических чешуй. В некоторых из них наблюдается трансгрессивное, с базальным конгломератом налегание флиша на норанские граувакки. Реконструированный разрез зоны представляется нам в следующем виде (снизу вверх):

1. Конгломераты (20 - 50 м), состоящие из хорошо окатанной гальки кислых эффузивов и их туфов, разнообразных гранитоидов, габбро и габбро-диоритов, плагио- и пироксеновых порфиритов, диабазов, яшм, туффитов, доломитов и известняков, граувакк, алевролитов.

2. Песчано-алевролитовый флиш (550 - 600 м) с прослоями полимиктовых конгломератов в нижней части разреза и известняков в верхней.

3. Известняки (170 - 200 м) грубослойные органогенно-детритовые, содержащие остатки раннекембрийских онколитов, водорослей, археоциат [13].

4. Флишевая толща (700 - 800 м) с прослоями и линзами (до 10 - 15 м) конгломератов, состоящих из гальки пестроцветных кварцевых порфиров и плагиопорфиров, игнимбритов, фельзитов, базальтов, диабазов, гранитоидов. Верхняя часть толщи (около 200 - 250 м) насыщена горизонтами глыбовых микститов и конгломератов, образованных почти исключительно фрагментами кварцитов, строматолитовых и онколитовых доломитов.

Возраст флишевой серии раннекембрийский, по-видимому, ботомский.

Уланшандинская зона (горы Улан-Шанды-Ула) – полоса преимущественно разнообразных вулкано-терригенных пород, образующих аллохтонную массу, шарьированную на сатирбулакский флиш. В структурном отношении зона представляет собой три очень мощные пластины, каждой из которых присущ свой тип разреза.

Нижняя (северная) пластина сложена тремя разновидностями пород: 1) спилитами, образующими горизонты пиллоу-лав, реже массивные потоки и силлопотоки; 2) песчано-алевроитовыми тефротурбидитами, тонкослойными (толщина ритма 10 - 30 см), образующими многочисленные пачки мощностью 1 - 20 м; 3) грубыми тефроидными порфиритов, вулканомиктовыми гравелитами и конгломератами. Все указанные типы пород относительно равномерно насыщают разрез, видимая мощность которого не менее 2000 - 2300 м.

Средняя пластина характеризуется наиболее полным разрезом. Снизу вверх здесь обнаружены:

1. Диабазы, диабазовые порфириты с прослоями известняков и литических туфов. Видимая мощность 700 - 800 м.

2. Вулканомиктовые песчаники и гравелиты, пласты туфов андезитов, многочисленные прослои (0.2 - 1.5 м) серых и розовых онколитовых известняков. Отсюда З.А. Журавлевой [13] собраны вендские онколиты и водоросли. Мощность 150 - 170 м.

3. Толща вулканомиктовых конгломератов и гравелитов, тефроидов, литических туфов андезитов. Мощность 1500 - 1800 м.

4. В целом отложения, сходные с нижележащими. Однако здесь появляются прослои кристаллокластические туфов и тефроидов плагиоклазовых и кварцевых порфиров, туффитов, пепловых туфов, кислых вулканомиктов, слагающих до половины объема толщи. Видимая мощность 1200 - 1300 м.

Отложения толщ 3 и 4 по возрасту, по-видимому, соответствуют отложениям нижней пластины. Однако по сравнению с нижней пластиной в средней наблюдается увеличение роли грубых вулканомиктов, тефроидов и туфов, резкое сокращение объема тефротурбидитов, полное отсутствие базальтовых лав и появление значительных масс кислых вулкаников. Возраст толщ 1 и 2 поздневендский, 3 и 4 раннекембрийский. Учитывая, что кластика уланшандинских пород широко представлена в сатирбулакском флише, возраст толщ 3 и 4 доботомский, т.е. томмотско-атдабанский.

Верхняя (южная) пластина. Это очень грубые, преимущественно валунные конгломераты и конглобрекчии, состоящие из валунов диабазов, пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров. Указанные породы образуют линзы и пачки мощностью до 100 - 150 м. В виде многочисленных прослоев присутствуют силлы и силлопотоки диабазовых порфиритов, бомбовые туфы, грубые тефроиды плагиопорфиритов. Много спекшихся вулканических брекчий, образующих

дискордантные секущие тела (жерловые фаши). Видимая мощность толщи 900 - 1200 м.

Несмотря на определенное различие в строении состава толщ всех трех пластин, отложения Уланшандинской зоны представляют единый формационный ряд, фон разреза которого определяют вулканомикты и тефроида основного, среднего, а в верхней части кислого состава. Намечается четкий фациальный ряд. Отложения нижней пластины соответствуют внешней части вулканического поднятия, средней – террасированному его склону, верхней – его апикальной части.

Хуройская зона (северный склон Монгольского и Гобийского Алтая) расположена за пределами района наших работ. По данным Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [7], преимущественным распространением здесь пользуются венд-кембрийские расланцованные терригенно-кремнистые отложения, содержащие потоки диабазов и прослой известняков. В сланцах содержатся просечки серпентинитов, а местами в их основании вскрыт серпентинитовый меланж. Отмеченный комплекс отложений выполнял прогиб, располагавшийся между Уланшандинским вулканическим поднятием и Южно-Гобийским микроконтинентом.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Несмотря на большое разнообразие конкретных структурных форм, региональная структура восточной части Озерной складчатой системы и прилегающих частей Дзабханского массива построена по общему плану, что выражается в единой вергентности (северной или северо-восточной) смещения масс горных пород, образующих серию падающих к югу или юго-западу пластин. Максимальная видимая амплитуда их перекрытия равна 40 - 45 км (амплитуда шарьирования Номгонского аллохтона). Истинная величина сокращения ширины палеоокеана, по-видимому, достигала значительных размеров. Вместе с тем, анализ строения переходных комплексов в местах сочленения различных структурно-формационных зон позволяет считать, что в современной структуре сохранилась хотя и редуцированная, но первичная последовательность этих зон. Их разворот дает определенный ряд палеотектонических элементов, существовавших в венде - раннем кембрии.

Прежде, чем перейти к общей характеристике этого ряда, остановимся на некоторых дискуссионных вопросах.

1. Деструкция Восточной Гондваны. Согласно палеотектоническим реконструкциям [18, 31], в рифее сиалические массивы Центральной и Восточной Азии входили в состав единого континента Восточной Гондваны. В конце

рифее происходит его деструкция. Восточная Гондвана распадается на серию микроконтинентов, что применительно к нашему региону нашло отражение в обособлении Дзабханского и Южно-Гобийского массивов, разрезы которых сходны. Так, например, в Южном Гоби фундамент представлен гранито-гнейсами, выше которых с базальным конгломератом залегают кварциты и строматолитовые доломиты рифея. Последние трансгрессивно перекрыты толщей пестроцветных дацитов, риолитов, туфов и вулканомиктов, сходных с породами дзабханской свиты [21]. Толща рассечена роями диабазовых даек, пространственно сопряженных с полосой развития вулканогенных и терригенных отложений. Этот разрез аналогичен описанному в Хасагтинской зоне, что указывает на формирование обоих в пределах единого тектонического элемента. Присутствие кислых субаэральных вулканитов предполагает воздымание и плавление древней сиалической коры.

В дальнейшем происходит заложение системы прогибов (Шаргынгольский, Урдский и др.), представляющих собой рифтогенные структуры. Основанием для такого вывода служат: 1) совпадение ориентировки этих прогибов с дайковыми сериями палеоокеана; 2) особенности осадочного выполнения прогибов, где в краевых частях преобладает очень грубый обломочный материал, возникший за счет разрушения уступов фундамента; 3) парагенетическая связь этих отложений с внутривулканическими базальтоидами, геохимически сходными с вулканитами современных рифтов; 4) ассоциация осадочно-вулканогенных толщ с роями диабазовых даек; 5) резкие вариации мощностей (от нулевой в Цаганоломской до 2 - 3 км в Хасагтинской зонах). По всем этим параметрам рифейско-вендские прогибы Юго-Западной Монголии являются почти полным аналогом рифтогенных структур восточной окраины Северной Америки, отражающих начало становления палеоокеана Япетус [29, 34].

2. Рифт-дрифт система. Как уже отмечалось, разрез юго-западной периферии Дзабханского массива включает два комплекса: нижний – рифтогенный (R_3-V) и верхний – пострифтогенный, представляющий собой терригенно-карбонатный чехол ($V-E_1$). Верхний в отличие от нижнего характеризуется хорошей стратификацией, выдержанностью разреза, преобладанием карбонатных отложений. Это стандартная осадочная серия пассивной континентальной окраины. Граница раздела рифтогенного и чехольного комплекса рассматривается [34] как время отмирания рифтовой системы и зарождение собственно океана (*rift-drift transition*). Конкретное выражение такого перехода определяется локализацией процессов растяжения в пределах некоторой осевой структуры, трансформирующейся

в дальнейшем в океанический бассейн. Граница раздела рифтогенные образования – чехол обозначает, таким образом, появление палеоокеана и отмирание рифтов-сателлитов. В нашем случае становление палеоокеанической структуры шло за счет раскрытия Урдского прогиба, параллельно происходила консервация Шаргынгольского прогиба. Время смены тектонических режимов – середина венда. Следует отметить, что этот процесс имел глобальное развитие. Во всяком случае он хорошо обоснован в Аппалачско-Каледонском поясе, где приурочен к временному интервалу 730 - 570 млн. лет [28].

3. Хантайширские офиолиты и проблема надсубдукционных зон (супрасубдукционных). Надсубдукционные офиолитовые ассоциации сейчас выделяются во многих регионах. Более того, некоторые авторы [27] считают, что большинство офиолитов (в том числе такие, как Троодос, Симаил, Бей-оф-Айлендс и Беттс-Ков) относятся к надсубдукционным. Эффузивные серии супрасубдукционных зон характеризуются рядом особенностей. Например, это сочетание в единой зоне или даже в едином разрезе вулканитов, принадлежащих к различным петрохимическим сериям. Описываются разрезы, в которых сосуществуют островодужные толеиты, слабо дифференцированные низкотитанистые известково-щелочные вулканиты (андезито-базальты, андезиты), бониниты, внутриплитные базальтоиды и базальты СОХ [25, 33]. Иногда с ними ассоциируют небольшие объемы низкокалиевых риолитов, появление которых связывается с частичным плавлением пироксен-плагиоклазовых кумулятов. Для вулканических серий супрасубдукционных зон характерны четко выраженные Ta, Nb и Th минимумы, разнообразие концентраций титана и редких земель, большой разброс значений ϵNd , самарий-неодимовых и стронциевых отношений. Островодужные толеиты и бониниты в целом преобладают в нижних, толеиты СОХ – верхних частях разреза, хотя иногда эти соотношения нарушаются.

Тектоно-петрологические модели развития таких серий предполагают существование трех стадий [24, 26]: 1. Появление примитивной островной дуги (островодужные толеиты, андезито-базальты, формирующиеся в результате частичного плавления умеренно деплетированной субдуцирующей литосферы). 2. Внутридуговой спрединг. В связи с поднятием мантийного диапира увеличивается частичное плавление деплетированной мантии, формируются бонинитовые серии. На этом процесс может остановиться, но может пойти дальше. В таком случае возникает достаточно сложный набор магм, имеющих различные источники: умеренно деплетированный, предельно деплетированный и коровый

(резкое обогащение ЛРЗЭ и отрицательный ϵNd). 3. Задуговой спрединг (формирование толеитов с характеристиками базальтов СОХ). Их появление связано с плавлением вещества самого мантийного диапира; в этом случае влияние субдуцирующей литосферы незначительно или отсутствует вообще. Осадочно-вулканогенные серии супрасубдукционных зон также отличаются большой контрастностью. Наряду с глинистыми и кремнистыми осадками широко распространены эпикласты, свидетельствующие о вулканическом рельефе.

Несмотря на сравнительно слабую изученность (в первую очередь геохимическую), хантайширские офиолиты сопоставимы с таковыми супрасубдукционных зон. Совмещение в пределах Хантайширской зоны слабо дифференцированных известково-щелочных низкотитанистых базальтоидов, бонинитов и толеитов, присутствие низкокалиевых риолитов (хантайширская свита), сочетание кремнистых осадков и грубых эпикластов – все говорит в пользу такого вывода. Существующие тектоно-петрологические модели предполагают различные объяснения формирования этих серий – от межплитных сдвигов [7] до нормального островодужного процесса [8].

Хантайширские офиолиты построены весьма сложно. Они включают комплексы, отличающиеся составом, мощностью (степенью разгрузки магматических камер), соотношением отдельных элементов разреза и степенью представительности дайковых серий. Все это указывает на многокамерность системы, а в конечном счете на сложную геодинамическую обстановку ее формирования. В структурном отношении Хантайширская зона может рассматриваться как поднятие, по ряду признаков сопоставимое с примитивной энсиматической островной дугой (по крайней мере, на ранней стадии его развития). Вместе с тем, можно предположить, что развитие Хантайширской супрасубдукционной зоны было обусловлено совмещением двух, по существу, противоположных процессов: субдукции более или менее деплетированной океанической литосферы и поднятия мантийного диапира. Первый обусловил становление примитивной островной дуги, второй – наложенных зон спрединга.

4. Уланшандинская островная дуга по строению резко отличается от Хантайширской надсубдукционной зоны. Она образована мощнейшей (свыше 4 км) толщей дифференцированных (от базальтов до дацитов), характеризующихся гомодромной последовательностью вулканитов и эпикластов. Основным объемом разреза здесь слагают андезито-базальты и андезиты. Вдоль северной периферии Уланшандинской зоны относительно тонкие туфотерригенные отложения содержат многочисленные потоки островодужных толеитов [22], маркирующих

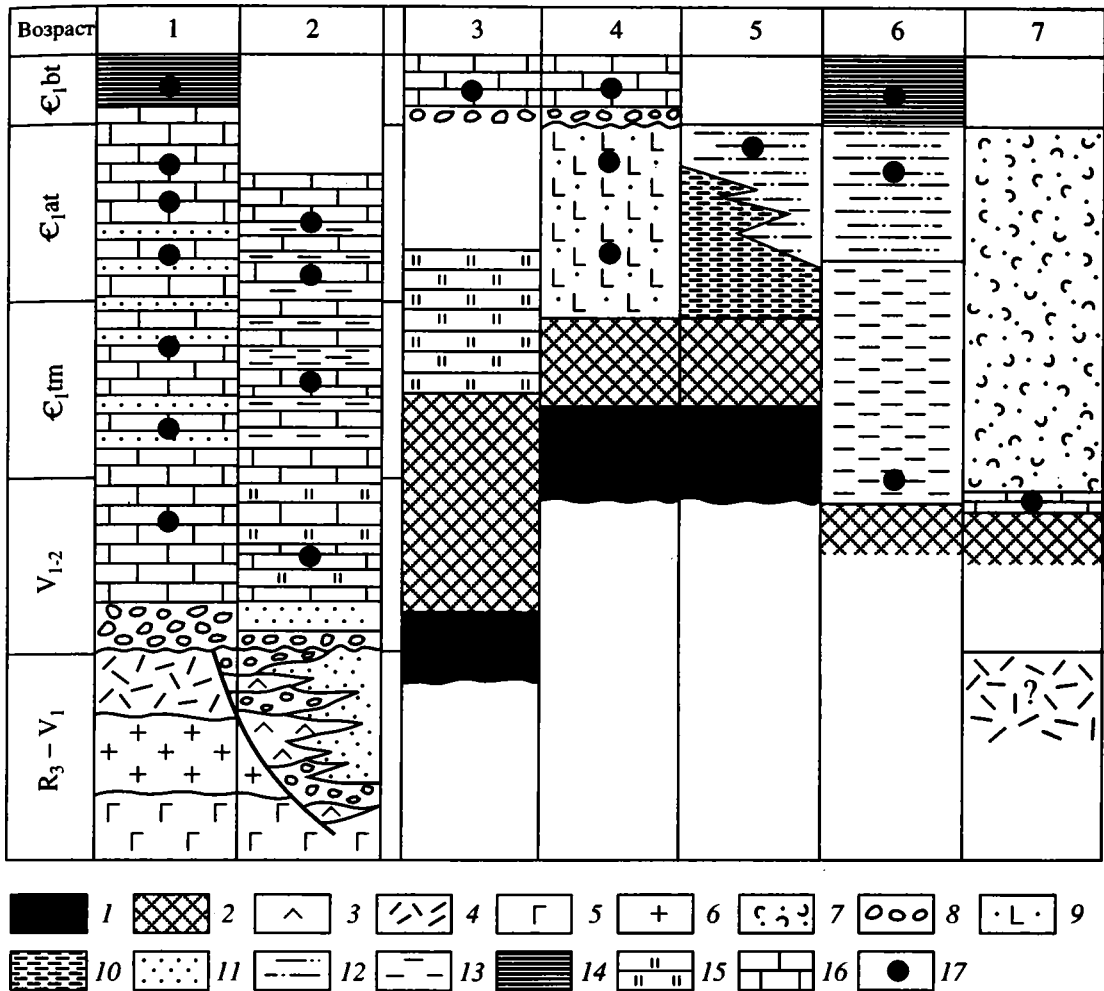


Рис. 6. Схема сопоставления типовых разрезов Дзабханского массива и Озерной складчатой системы (см. рис. 1)
 1 – офиолиты; 2, 3 – базальтоиды: 3 – офиолитовых комплексов, 3 – щелочные; 4 – риолиты дзабханской свиты; 5 – габбро-диориты, тоналиты; 6 – гранодиориты; 7 – эпикласты, тефроиды, туфы уланшандинской свиты; 8 – конгломераты; 9 – эпикласты, базальтоиды, известняки хантайширской свиты; 10 – туффиты, глинистые сланцы, тонкие эпикласты араинбулакской свиты; 11 – песчаники; 12 – граувакки; 13 – глинисто-карбонатные турбидиты; 14 – флиш; 15 – кремни; 16 – известняки; 17 – уровни сборов органических остатков.
 Цифры на схеме: зоны: 1 – Цаганоломская, 2 – Хасагтинская, 3 – Номгонская, 4 – Хантайширская, 7 – Уланшандинская; подзоны: 5 – Северо-Норанская, 6 – Южно-Норанская.

внешнюю, фронтальную, часть структуры. Извлектово-щелочные вулканы внутренней части дуги формировались либо в пределах мелководного террасированного склона, либо в субазральных условиях области вулканических аппаратов.

Уланшандинская дуга имела, таким образом, северную полярность. Структурно она была сопряжена с Норанским и Сатирбулакским прогибами и имела гетерогенный фундамент. В районе наших работ есть основание считать, что дуга возникла на сиалическом основании. В вендских отложениях араинбулакской свиты представлена обильная галька пестроцветных риолитов и их туфов, кварцитов и строматолитовых доломитов, что позволяет сделать вывод о размыве уже в венде толщ, сходных с отложениями рифея Дзаб-

жанского массива. Восточнее (северный склон Гобийского Алтая) среди отложений уланшандинского типа встречаются выходы серпентинитового меланжа, указывающие на симатический характер основания дуги.

Ранее мы уже говорили о возрасте основных стратиграфических комплексов района. Полученные данные суммированы на схеме (рис. 6).

Палеотектонический профиль для стратиграфического интервала венд - атдабанский ярус представляется нам в следующем виде (с севера на юг): Цаганоломская зона – внутренний шельф Дзабханского массива, Хасагтинская зона – его внешний шельф и склон, Номгонская зона – фрагмент литосферы палеоокеана, Хантайширская зона – надсубдукционная структура (включая

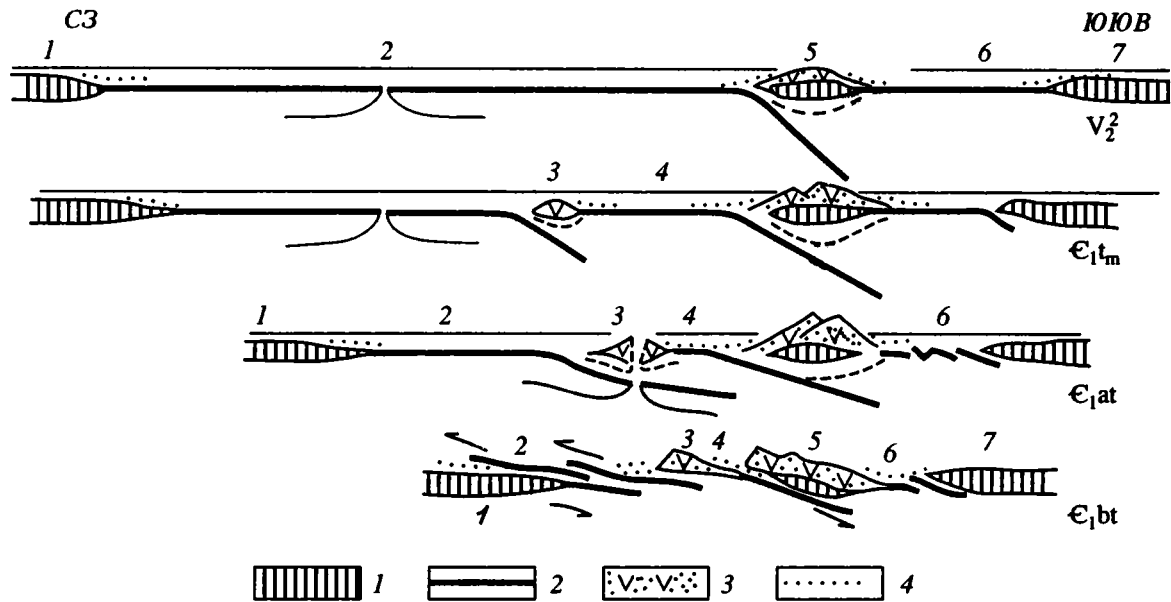


Рис. 7. Схема тектонического развития Хантайширского палеоокеана

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – эпикласты; 4 – терригенные приконтинентальные клинья.

Цифры на схеме: микроконтиненты: 1 – Дзабханский, 7 – Южно-Гобийский; 2, 3 – Хантайширские: 2 – палеоокеан, 3 – надсубдукционная зона; прогибы: 4 – Норанский междууговой, 6 – Хуройский окраинный; 5 – Уланшандинская островная дуга.

примитивную энсиматическую островную дугу в томмоте), Норанская зона – междууговой прогиб, Уланшандинская зона – островная дуга, Хуройская зона – задуговой (окраинный) прогиб, примыкавший с севера к Южно-Гобийскому микроконтиненту.

Для ботомского времени последовательность структурно-формационных зон следующая: Хайрханский флишевый прогиб, образовавшийся на краю Дзабханского массива перед фронтом надвигавшихся аллохтонных масс – Хантайширское поднятие, включающее комплексы пород Номгонской и Хантайширской зон (по существу, это сложно дислоцированная аллохтонная масса, давшая начало покровам юго-западной окраины Дзабханского массива; в ботомское время здесь сформировался чехол мелководных карбонатных отложений, резко несогласно залегающий на подстилающих толщах) – Сатирбулакский флишевый прогиб, аккреционная структура перед фронтом Уланшандинского островодужного поднятия, заполнявшаяся продуктами его размыва – Уланшандинское поднятие – его северная часть в ботомское время также представляла собой фронт аллохтонной массы, надвигавшейся на флишевый прогиб.

Для структур венд-атдабанского ряда намечается четкая асимметрия (рис. 7). К северу от палеоокеана располагается пассивная континентальная окраина; на юге в это время сформировался сложный ансамбль структур, включающий две островодужные системы и сопряженные с ними задуговые бассейны. Северная островная дуга

(Хантайширская) моложе южной (Уланшандинской). По-видимому, зоны субдукции погружались к югу (для Уланшандинской зоны это можно считать доказанным). Сказанное позволяет предположить абсолютное смещение океанской литосферы к югу (в современных координатах). Та же геодинамическая обстановка характерна для структур ботомского времени.

История тектонического развития салаирид Озерной системы сводится к следующему. В рифее район представлял собой континентальный массив, входивший в состав Восточной Гондваны. В позднем рифее – начале венда здесь появляется серия рифтогенных прогибов, наметивших его раскол на Дзабханскую и Южно-Гобийскую части, полное отделение которых произошло в середине венда в связи со становлением океанического бассейна, для которого предлагается название Хантайширский. Начало аккреционной тектоники приходится на конец венда (Уланшандинская дуга), однако типичное выражение она получает в раннем кембрии.

Развитие островных дуг шло по-разному. Уланшандинская развивалась как единая мощная структура, образованная непрерывной последовательно дифференцированной вулканогенной серией. Хантайширская зона в томмотское время рассматривается нами как примитивная островная дуга. Ситуация меняется в атдабане, когда формируется система внутривдуговых спрединговых прогибов, а сама структура резко усложняется. Мы считаем, что островодужный процесс был прерван

здесь в связи с пододвиганием под Хантайширскую островную дугу спрединговой зоны океана. В результате наложения мантийного диапиризма происходит плавление деплетированной мантии основания дуги с образованием бонинитов в соответствии с рассмотренной ранее схемой.

Континентальная коллизия начинается на рубеже атдабанского и ботомского веков. Общее сокращение ширины бассейна проявилось в виде системы тектонических покровов. На севере Дзабханский массив пододвигается под океанические комплексы Номгонской зоны, на юге отложения Норанского междугового прогиба – под Уланшандинскую островную дугу. Перед фронтом аллохтонных масс в целом синхронно возникают флишевые серии (хаирханская на севере, сатирбулакская на юге), включающие мощные олистостромовые горизонты, которые формировались в результате разрушения фронта аллохтонных пластин. Становление покровно-складчатой структуры закончилось в среднем кембрии, когда нижний неоавтохтон ($E_{2,3}^?$) запечатал пакет тектонических покровов. Дополнительные подвижки произошли на рубеже кембрия и ордовика. Пластина хантайширских офиолитов (Хасагтинский дунит-гарцбургитовый массив) была надвинута на породы нижнего неоавтохтона.

Развитие восточной части Озерной складчатой системы соответствует полному циклу Уилсона. Здесь выделяются рифтогенная стадия (R_3-V_1); океаническая (раскрытие Хантайширского палеоокеана продолжительностью 35 - 40 млн. лет, $V_{1,2}$); островодужная (начало закрытия палеоокеана и формирование островных дуг, продолжительность 25 - 30 млн. лет, $V_2^2-E_{1at}$); коллизионная (закрытие палеоокеана и появление на его месте покровно-складчатого сооружения, $E_{1bt}-E_{2}^?$). Продолжительность цикла 70 - 80 млн. лет.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Салаириды Озерной складчатой системы – один из основных элементов Центральноазиатского пояса, включающего два типа структур: аккреционные (мозаичные) и коллизионные (линейные) [16, 18]. Аккреционные (рифейды, салаириды, каледониды Монголии, Алтая, Саян и Казахстана) возникли на месте Палеоазиатского океана – реликтовой структуры Палеоокеана, располагавшейся между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами. Она характеризовалась длительным ($R-O$) развитием и микроплитным строением, что нашло отражение в появлении разновозрастных торцово сочленявшихся островных дуг, междуговых и окраинных бассейнов, остаточных субокеанических прогибов, многочисленных микроконтинентов. Стиль развития Палеоазиатского океана типично аккреционный

с последовательным причленением к континентам аккреционных зон. Формирование гранитно-метаморфического слоя здесь происходило преимущественно автохтонным способом. Появление разновозрастных и формационно разнообразных гранитоидов свидетельствует о многоэтапном становлении континентальной коры.

Коллизионные сооружения (каледониды, варисциды, индосиниды Южной Монголии, Северного Китая и Средней Азии) возникали на месте палеоокеанических бассейнов тетического ряда. Это новообразованные структуры, сформировавшиеся в связи с рифтингом рифейских, салаирских и каледонских аккреционных сооружений, а также докембрийских континентальных массивов. Считается, что в целом это относительно молодые прогибы, возникшие в ордовике, но наиболее мощно проявившиеся в силуре, девоне и раннем карбоне. Указанные структуры отличались рядом особенностей. Их развитие соответствует циклу Уилсона, что предполагает преобладание аллохтонного механизма становления континентальной коры. Отметим кратковременность развития таких структур (продолжительность цикла Уилсона варьирует в пределах 30 - 90 млн. лет), а следовательно, большую подвижность микроконтинентов. При выдержанной по латерали зональности океанические бассейны имели асимметричное поперечное строение (одновременное существование пассивных и активных окраин в противоположных частях структуры), что предполагает абсолютное одностороннее смещение океанической литосферы на аккреционном (островодужном) и коллизионном этапах. Структуры первого типа обычно относятся к Тихоокеанскому, второго – Индо-Атлантическому сегментам Земли [17].

Очевидно, что рассматриваемая в статье часть Озерной системы удовлетворяет основным признакам коллизионной (тетической) структуры. Она возникла на месте рифтогенного прогиба, развитие которого укладывается в нормальный цикл Уилсона продолжительностью 80 - 90 млн. лет (без рифтовой стадии, начало которой точно не определено). Хантайширский палеоокеан характеризуется выдержанной линейной зональностью и поперечной асимметрией (пассивная окраина на севере, активная на юге). На западе область развития салаирид расширяется. Ее внутреннее строение здесь более хаотично, что связано с резкими изменениями структурных простираний, их торцовым сочленением, отсутствием выдержанной поперечной зональности. Иными словами, в пределах салаирид Центральной Азии сосуществуют различающиеся своим тектоническим строением зоны.

Кратко остановимся на характеристике региональной структуры Центральной Азии в венде - раннем кембрии. Имеющиеся палеомагнитные

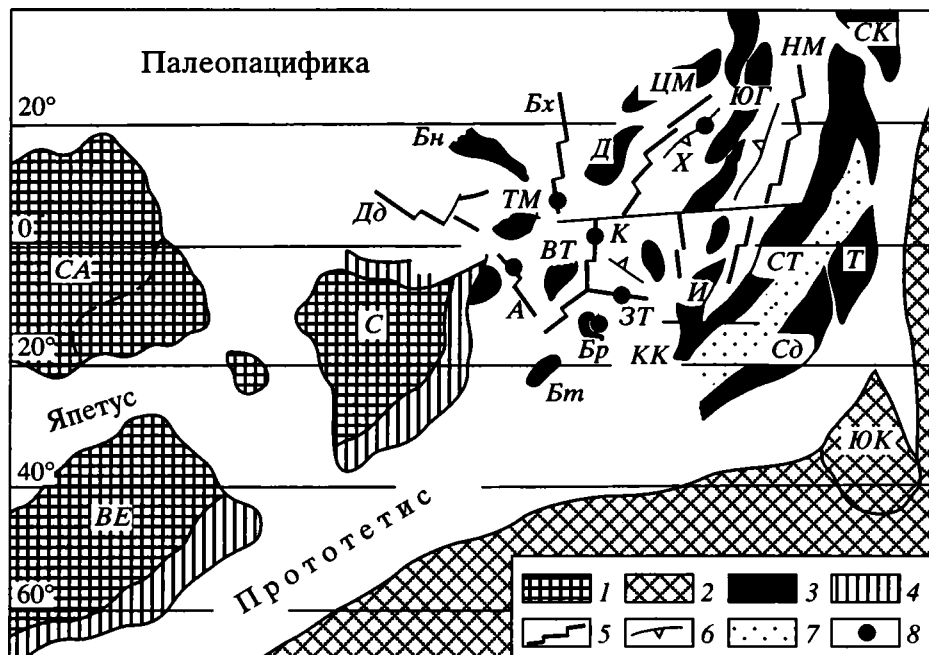


Рис. 8. Палеотектоническая схема Центральной Азии в позднем венде - раннем кембрии (по [6], с дополнениями)
 1 – континенты Лавразии; 2 – Гондвана; 3 – микроконтиненты; 4 – рифейские аккреционные системы; 5 – зоны спрединга; 6 – островные дуги; 7 – прогибы с корой переходного типа; 8 – места определения палеоширот и палеомагнитных склонений.

Буквы на схеме: континенты: *BE* – Восточно-Европейский, *C* – Сибирский, *CA* – Северо-Американский; микроконтиненты: *Бн* – Бутуллиннурийский, *Бт* – Батеневский, *Бр* – Баратальский, *BT* – Восточно-Тувинский, *Д* – Дзобханский, *И* – Илийский, *Сд* – Сырдарьинский, *СК* – Северо-Китайский, *СТ* – Северо-Тяньшаньский, *Т* – Таримский, *ТМ* – Тувино-Монгольский, *ЦМ* – Центрально-Монгольский, *ЮГ* – Южно-Гобийский, *ЮК* – Южно-Китайский; бассейны: *А* – Агардагский, *БХ* – Баян-Хонгорский, *Дд* – Джидинский, *ЗТ* – Западно-Тувинский, *КК* – Кокчетав-Кулундинский, *К* – Куртушибинский, *НМ* – Ней-Монгольский, *Х* – Хантайширский.

данные [6] показывают, что регион располагался в экваториальной области. В его пределах установлены структурные элементы, имевшие различную ориентировку: субмеридиональную (дайковые серии Баянхонгорской и Куртушубинской зон), субширотную (Западная Тува), северо-восточную (дайки Хантайширской и Норанской зон), северо-западную (агардагские офиолиты). На схеме (рис. 8) показано раскрытие Хантайширского палеоокеана на юг в сторону области с мозаичной структурой, насыщенной микроконтинентами. Наоборот, Баянхонгорский, Джидинский, а возможно, Ней-Монгольский бассейны раскрывались к северу и северо-западу в сторону Палеопацифики. Происходит как бы взаимопроникновение этих структур; они кулисно подстраивают одна другую, будучи разобщенными цепочками микроконтинентов.

Подобного рода структурный рисунок мы связываем с взаимодействием Палеопацифики и океана Прототетис. Существование последнего, разделявшего в рифее Лавразию и Гондвану, обосновано в Европе [20]. Данных о рифейских комплексах Прототетиса в Центральной Азии до недавнего времени не было. В Озерной зоне но-

вейшие исследования [23] позволили выделить офиолиты с возрастом габбро-норитов из верхней части расслоенного комплекса 695 ± 25 млн. лет. Показано, что эти породы происходят из деплетированного мантийного источника, близкого к современному среднему источнику базальтов СОХ, и формировались в условиях задугового спрединга. Наличие древних офиолитов не решает проблемы соотношения структур тихоокеанского и тетического ряда, однако позволяет говорить о существовании здесь рифейского океана и наложенном характере венд-кембрийских прогибов, связанных с мощным деструктивным импульсом в конце рифея – венде. Именно в это время началось становление Япетуса. Процессы деструкции Лавруссии проявились, например, в Северной Америке, где возникла система рифтовых прогибов и дайковых поясов, обозначивших начало структурного раздела Лаврентии и Восточно-Европейского континента [28, 32]. Рифтинг происходил в интервале 730 - 570, собственно раскрытие океана – 570 - 550 млн. лет. В Скандинавии [30] континентальный рифтинг охватывает период 700 - 600, раскрытие океана – 600 - 550 млн. лет. В целом эти данные согласуются с полученными для Озерного палеоокеана.

Рифтинг Восточной Гондваны здесь укладывается в интервал 750 - 600, раскрытие – примерно 600 - 570, формирование островной дуги – 570 - 550 млн. лет. В Ней-Монгольском палеоокеане офиолиты Ондорсум, маркирующие основную ветвь структуры, имеют раннекембрийский возраст [32]. Сказанное согласуется с материалами В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюка [9], показавшими, что на рубеже примерно 600 млн. лет имели место мощные процессы деплетации мантии Монголии и Южной Сибири. Эти процессы были связаны с деструкцией докембрийского континента, проявившейся в виде образования системы протяженных рифтов, часть из которых в дальнейшем трансформировались в отмеченных ранее океанические бассейны.

На основании сказанного можно сделать вывод – некоторые океанические бассейны Центральной Азии возникли синхронно с Япетусом. Расчленение Восточной Гондваны в конце рифея - венде, возможно, связано с проградацией Прототетиса на восток и образованием рифтогенных океанических бассейнов. Как уже отмечалось, упорядоченная линейная структура салаирид восточной части Озерной складчатой системы нарушается в Северо-Западной Монголии, Алтае и Саянах, где приобретает мозаичный облик. Мы связываем такую перестройку с интерференцией структур тихоокеанского и тетического типов. Первые существовали уже в рифее, вторые возникли в венде. Длительное время те и другие развивались параллельно, обусловив крайне сложную геодинамику региона с его микроплитным структурным планом.

ВЫВОДЫ

1. Салаирская Озерная складчатая система – один из основных тектонических элементов Центральной Азии – представляет собой сложно построенное покровно-складчатое сооружение, в пределах которого структурно совмещены венд-нижнекембрийские отложения шельфа и склона Дзабханского континентального массива, океанические, островодужные и задуговые комплексы.

2. Развитие Хантайширского палеоокеана укладывается в полный цикл Уилсона, который включает следующие стадии: а) рифтовую (деструкция Восточной Гондваны и структурное обособление Дзабханского и Южно-Гобийского микроконтинентов, R_3-V_1); б) океаническую (раскрытие палеоокеана, V); в) островодужную (становление активной окраины, состоящей из Уланшандинской островной дуги, V_2-E_{1at} , Хантайширской надсубдукционной зоны, $E_{1tm}-E_{1at}$, и задуговых бассейнов, соответственно, Хуройского и Норанского, V_2-E_{1at}); г) коллизионную (закрытие палеоокеана в связи с формированием мощной покровно-надвиговой системы, возникшей

в результате пододвигания Дзабханского массива под океанические, а тех, в свою очередь, под островодужные комплексы, $E_{1bt}-E_2?$). В конечном счете этот процесс привел к образованию отмеченного выше покровно-складчатого сооружения с гранитно-метаморфическим слоем (E_2-O).

3. Салаириды Центральной Азии объединяют структуры разного типа. Аккреционные являются структурами ранней генерации. Они существовали в рифее и слагают большую, западную, часть Озерной системы. Коллизионные относятся к более поздней генерации ($V-E_1$), их формирование мы связываем с проградацией Прототетиса в пределы Восточной Гондваны. Океанические бассейны ранней генерации рассматриваются нами как структуры тихоокеанского, поздней – тетического типа. Их сочетание обусловило сложную геодинамику региона с его уникальным мозаичным (микроплитным) строением.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93.05.8934).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурашников В.В. Тектоника Ургамальской зоны ранних каледонид Западной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 25 с.
2. Бурашников В.В., Руженцев С.В. Верхнерифейско-вендский Шаргынгольский рифтогенный комплекс (хр. Хасагтын-Нуру, Западная Монголия) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 1. С. 54 - 57.
3. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1982. 150 с.
4. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
5. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. № 3. С. 40 - 52.
6. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7 - 8. С. 59 - 76.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19 - 42.
8. Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии - кембрии. М.: Наука, 1987. 167 с.
9. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 23 - 54.
10. Козаков И.К. Раннедокембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Центральной Азии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 38 с.
11. Коробов М.Н., Миссаржевский В.В. О пограничных слоях кембрия и докембрия Западной Монголии

- (хребет Хасагт-Хайрхан) // Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977. С. 7 - 9.
12. Маркова Н.Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120 с.
 13. Маркова Н.Г., Коробов М.Н., Журавлева З.А. К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 10. Вып. 7(1). С. 57 - 70.
 14. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
 15. Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. № 2. С. 16 - 33.
 16. Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Фрагменты Палеоокеана в центре Евразийского континента // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 30 - 46.
 17. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Тектонические сегменты Земли и особенности их развития в неогее // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 2. С. 1069 - 1075.
 18. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральноазиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3 - 32.
 19. Палей И.П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами // Геотектоника. 1979. № 4. С. 45 - 51.
 20. Рудаков С.Г. Тектоническое развитие океанов Япетус и Прототетис: сравнительная характеристика // Геотектоника. 1993. № 6. С. 41 - 49.
 21. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13 - 27.
 22. Томуртогоо О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
 23. Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. АН. 1994. (в печати).
 24. Coish R.A., Hickey R., Frey F.A. Rare earth element geochemistry of the Betts-Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolite formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. № 11. P. 2117 - 2134.
 25. Colman-Sadd C.P., Stone P., Swinden H.S., Barnes R.P. Parallel geological development in the Dunnage Zone of Newfoundland and the Lower Palaeozoic terranes of Southern Scotland: an assesment // Transact. Royal Soc. Edinburgh: Earth sciences, 1992. V. 83. P. 571 - 594.
 26. Crawford A.J., Bassaluva L., Serri G. Tectonomagmatic evolution of the West Philippine - Mariana region and the origin of boninites // Earth. Plan. Sci. Lett. 1981. V. 54. № 4. P. 346 - 356.
 27. Elthon D. Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone // Nature. 1991. V. 354. № 6349. P. 140 - 143.
 28. Heaman L.M., Le Cheminant A.N., Rainbird R.H. Nature and timing of Franklin igneous, Canada: implications for a Late Proterozoic mantle and the break-up of Laurentia // Earth. Plan. Sci. Lett. 1992. V. 109. № 1/2. P. 117 - 131.
 29. Rankin D.W., Furnes H., Bishop A.C., Cabanis H., Milton D.J., O'Brien S.J., Thorpe R.S. Plutonism and volcanism related to the pre-arenig evolution of the Caledonide-Appalachian orogen // The Caledon.-Appalach. orogen. Geol. Soc. Spec. Publ. 1988. № 38. P. 149 - 183.
 30. Rast N., Sturt B.A., Harris A.L. Early deformation in the Caledonian-Appalachian orogen // The Caledonian-Appalachian orogen. Geol. Soc. Spec. Publ. 1988. № 38. P. 111 - 122.
 31. Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised world maps and intraduction // Geol. Soc. 1990. № 12. P. 1 - 21.
 32. Skehan J.W. Evolution of the Japetus ocean and its borders in pre-arenig times: a synthesis // The Caledonian-Appalachian orogen. Geol. Soc. Spec. Publ. 1988. № 38. P. 185 - 229.
 33. Swinden H.S., Jenner G.A., Fryer B.J., Hertogen J., Roddick J.C. Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bigh Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland // Contr. Miner. Petr. 1990. V. 105. № 2. P. 213 - 241.
 34. Williams H., Hiscott R.N. Dification of the Japetus rift - drift transition in western Newfoundland // Geology. 1987. V. 15. № 11. P. 1044 - 1047.

Рецензент: А.А. Моссаковский

Tectonics of Salairides in the Western Mongolia

S. V. Ruzhentsev, V. V. Burashnikov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The study was aimed to consider tectonics and evolution of the Lake fold system of Mongolian salairides representing a main structural elements of the Central Asian fold belt. The analysis of tectonic zonation, and reconstruction of lateral series of the Vendian-Early Cambrian structures and formations are based upon new data on the Khasagty-Nuru, Khantaishirin-Ula, and Ulan-Shandy-Ula ridges.

The evolution of Lake fold system was corresponding to the complete Wilson cycle and included: (a) the rift stage, R_3-V_1 (destruction of the East Gondwana with separation of the Dzabkhan and South Gobi microcontinents); (b) the oceanic stage, V_{1-2} (opening of the Khantaishirin paleocean); (c) the island-arc stage V_2-e_1 at (formation of an active margin with the system of island arcs and back-arc basins); (d) the collision stage, e_1bt-e_2 (closing of the paleocean and formation of the complex fold-nappe structure with the crust of continental type).

The Central Asian salairides include the accretion and collision structures. The former already existed in the Riphean as structures of the Pacific type. The latter representing the Tethyan type of structures were formed during the Vendian-Early Cambrian, when the Prototethys prograded into the East Gondwanaland. During a long time, structures of both types were parallel-evolving, and their interference resulted in a very complex geodynamics of the region with its unique microplate patterns.

УДК 551.242.5(5)

ВНУТРИПЛИТНАЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ-КАЙНОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ – ВОСТОЧНОЙ АЗИИ – ПРОЕКЦИЯ ГОРЯЧЕГО ПОЛЯ МАНТИИ

© 1995 г. В. В. Ярмолюк*, В. И. Коваленко*, В. Г. Иванов**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 109017, Москва

**Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск

Поступила в редакцию 30.06.94 г.

Позднемезозойско-кайнозойские внутриплитные магматические образования, сосредоточенные между Сибирской и Китайской платформами, объединяются в Центрально-Восточно-Азиатскую внутриплитную провинцию. Они представлены субщелочными базальтами, щелочными базальтоидами, щелочно-салическими ассоциациями с карбонатитами, в меньшей степени онгонитами, трахириолитами, литий-фтористыми гранитами. Провинция представлена рядом обособленных вулканических областей, которые различаются временем возникновения, масштабами и составами вулканических проявлений. В отдельных областях установлены многочисленные фазы вулканизма, которые обычно следуют друг за другом без больших возрастных перерывов на протяжении длительных интервалов времени (160 млн. лет). Такие вулканические области связываются с деятельностью горячих точек мантии. В их активности существует возрастная и вещественная согласованность наиболее масштабных фаз вулканизма, которая объясняется существованием горячего поля мантии, питающего горячие точки и тем самым определяющего общие закономерности развития внутриплитного магматизма. Рассмотрена роль горячего поля мантии в формировании позднекайнозойской коллизионной структуры Центральной Азии.

ВВЕДЕНИЕ

В Центральной и Восточной Азии между Сибирской и Китайской платформами широко проявился позднемезозойско-кайнозойский магматизм. Среди его продуктов преобладают субщелочные и щелочные базальты, но, кроме того, отмечаются ассоциации высокощелочных пород с меланефелинитами, фонолитами, трахитами и карбонатитами, реже встречаются трахириолиты и онгониты. Вулканиды образуют слабodeформированные поля и скопления полей, которые рассредоточены на огромной площади вне зависимости от возраста и строения фундамента. Их распространение контролируется разновозрастными им грабенами, разломами, а также крупными впадинами, которые в целом не связаны единым структурным планом. Эти вулканические проявления относятся к внутриплитным, а их состав отличается соответствующей спецификой, выраженной прежде всего повышенной щелочностью и основностью пород. В целом область их распространения можно определить как Центрально-Восточно-Азиатскую провинцию внутриплитного магматизма.

На геологических картах вулканиды провинции обычно объединяются в две возрастные группы. Одна относится к интервалу поздняя юра - ранний мел, другая – к позднему кайнозой. В последнее время установлено, что подобное расчленение вулканидов не является полным. Так были выявлены

вулканиды позднего мела и раннего кайнозоя, а также показано, что формирование вулканидов происходило в последовательности многочисленных вулканических этапов [34, 37]. В статье на основе новых данных о возрастных и пространственных закономерностях распространения внутриконтинентальных вулканидов в Центрально-Азиатском сегменте провинции рассмотрены вопросы о природе позднемезозойско-кайнозойского вулканизма.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СЕГМЕНТА ПРОВИНЦИИ И ИХ РАЗВИТИЕ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ-КАЙНОЗОЕ

В Центрально-Азиатском сегменте провинции вулканические поля распространены неравномерно (рис. 1). Они образуют скопления, в которых отмечаются вулканиды разных возрастных групп. При этом близкие по возрасту вулканиды тяготеют к общим ареалам. Территории совместного проявления разных по возрасту вулканидов мы выделяем как вулканические области. Каждая из них обладает своими закономерностями развития вулканизма и структурно или пространственно автономна по отношению к другим областям. Выделяются следующие области (рис. 1): Южно-Хангайская (ЮХ), Западно-Забайкальская (ЗЗ), Центрально-Алдандская (ЦА), Восточно-Монгольская (ВМ), Южно-Байкальская (ЮБ), Даригангская (Д).

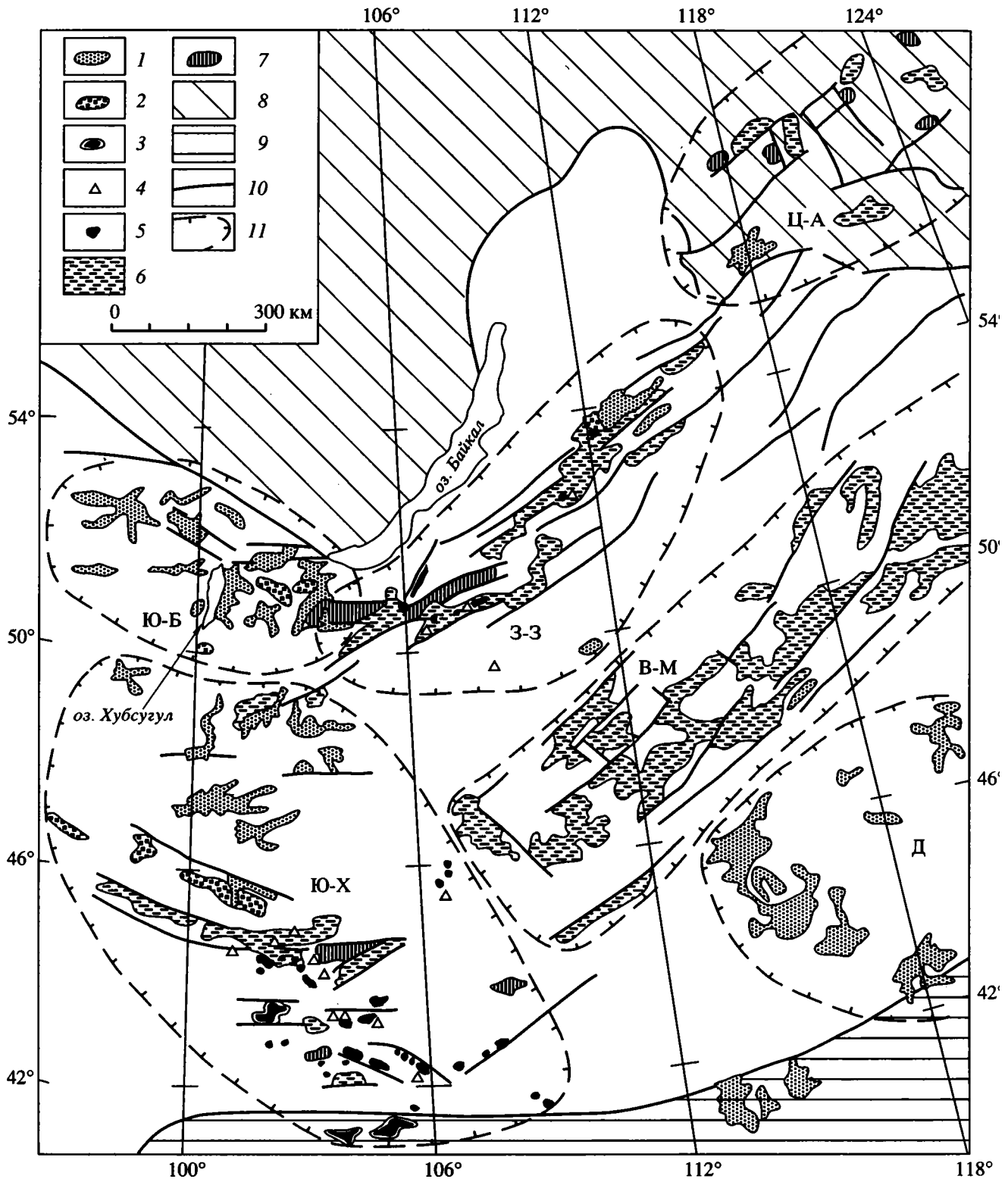


Рис. 1. Схема размещения позднемезозойско-кайнозойских внутриплитных вулканитов на территории Центральной Азии

1 - 7 - вулканические ассоциации: 1 - позднего кайнозоя, 2 - позднего олигоцена, 3 - раннего олигоцена, 4 - эоцена, 5 - позднего мела, 6 - раннего мела, 7 - поздней юры; 8 - 9 - древние платформы: 8 - Сибирская, 9 - Северо-Китайско-Корейская; 10 - разломы; 11 - границы вулканических областей.

Буквами обозначены вулканические области: Ц-А - Центрально-Алданская, 3-3 - Западно-Забайкальская, Ю-Б - Южно-Байкальская, Ю-Х - Южно-Хангайская, В-М - Восточно-Монгольская, Д - Даригангская.

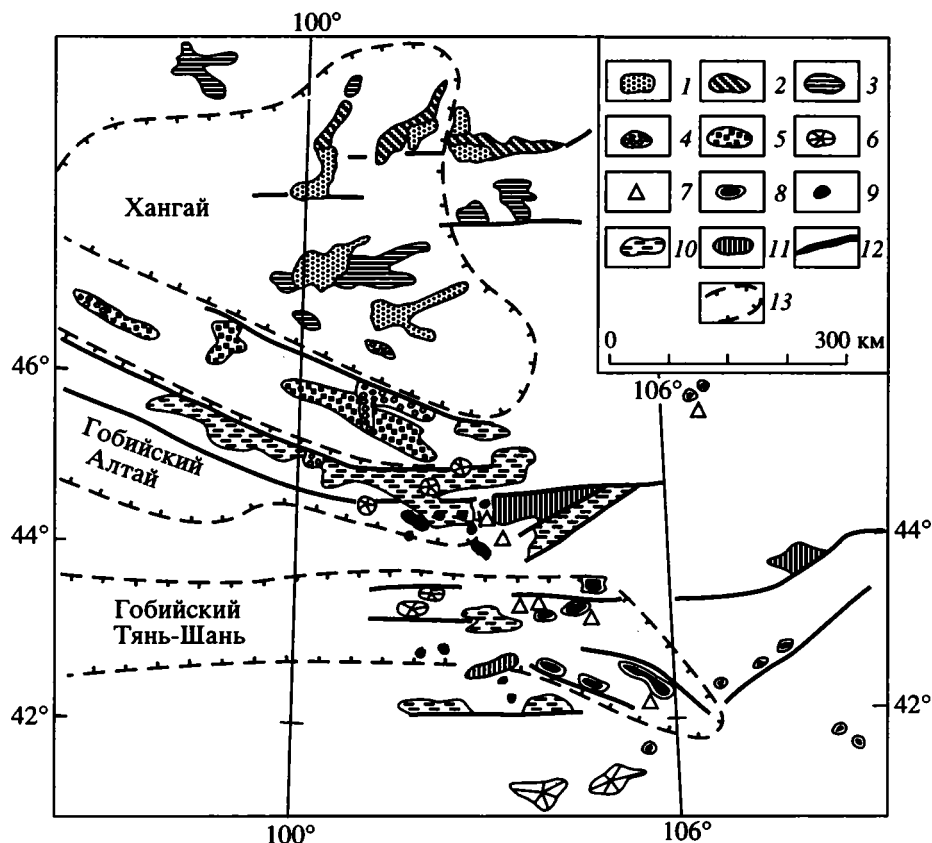


Рис. 2. Схема распространения разновозрастных вулканических ассоциаций в пределах Южно-Хангайской области
 1 - 11 – возрастные группы вулканических ассоциаций: 1 – плейстоцен-голоценовая, 2 – плиоценовая, 3 – средне-позднемиоценовая, 4 – раннемиоценовая, 5 – позднеолигоценовая, 6 – раннеолигоценовая, 7 – эоценовая, 8 – конца позднего мела, 9 – начала позднего мела, 10 – раннемеловая, 11 – позднеюрская; 12 – разломы; 13 – границы современных горных сооружений.

Южно-Хангайская область объединяет поля позднемезозойско-кайнозойских вулканитов Южной и Центральной Монголии (рис. 2). Вулканические толщи залегают на разновозрастных комплексах основания – докембрийских, раннекаледонских и герцинских. На протяжении раннего мезозоя территория области была амагматичной.

Внутриплитный магматизм в регионе начался в поздней юре и протекал в последовательности многочисленных актов вулканизма (рис. 3, таблица 1). Особенности развития вулканизма области подробнее рассмотрены в другой статье [34].

Поздняя юра. Вулканизм эпохи представлен ассоциациями щелочных пород, включающими меланефелиниты, фонолиты, трахиты, латиты, их субвулканические аналоги и карбонатиты [28]. Возраст их формирования определяется в интервале 155 - 140 млн. лет [27]. Они распространены в пределах ряда крупных полей, тяготеющих к субширотным разломам Гоби-Алтайской системы, вдоль которых позднее (в раннем мелу) была сформирована одноименная рифтовая зона (рис. 2).

Ранний мел. Вулканическая активность эпохи была связана с развитием Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Последняя представлена системой грабенов и линейных приразломных впадин, сосредоточенных у северного разломного борта хребтов Гобийского Алтая (рис. 2). Протяженность зоны около 500 км, ширина достигает первых десятков километров и увеличивается в восточной части за счет серии параллельных грабенов. С торцов рифтовая зона выклинивается и не имеет продолжения ни в восточном, ни в западном направлениях. Вулканическая деятельность протекала в три этапа.

В начале раннего мела (136 - 120 млн. лет) на фоне грабенообразования произошли крупномасштабные платоизлияния субщелочных базальтов. Их продукты сосредоточены в грабенах и впадинах, где образуют толщи до 600 м мощностью. Территория распространения вулканитов имеет форму чечевицеобразного ареала с расширением площади в восточной части, где

Таблица 1. Площади распространения (S, 10³ км²) и объемы (V, км³) вулканических продуктов в вулканических областях Центральной Азии

Этапы вулканизма	Вулканические области									
	Южно-Хангайская		Западно-Забайкальская		Центрально-Алданская		Восточно-Монгольская		Южно-Байкальская	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Позднеюрский	7	160	4.5	2000	60	Нет данных				
Начала раннего мела	50	5000	7.5	10000	60	Нет данных	150	60000		
Середины раннего мела	25	30	7.5	20	60	Нет данных	20	2000		
Конца раннего мела	35	500	15	1000	60	Нет данных	40	<1000		
Начала позднего мела	30	>20	1.5	>20						
Конца позднего мела	40	>25	5	>10						
Палеоцен-раннеолигоценовый	30	>50	5	>10						
Позднеолигоценовый	25	~250	5	>20					20	>10
Миоценовый	40	950	7	1500	>3	200			60	>2000
Плиоценовый	15	60	0.5	300	>3	600			50	>200
Плейстоцен-голоценовый	60	300	>0.011	<10	>3	<10			70	~100

развита серия параллельных грабен. Оценка объемного эффекта вулканизма дана в табл. 1.

Середине раннего мела (122 - 115 млн. лет) отвечает фаза кислого вулканизма. Она была связана с деятельностью отдельных пространственно разобщенных центральных и экструживно-купольных вулканов, сложенных туфами и лавами онгориолитов и трахириолитов [27]. Область их распространения в основном ограничена восточной частью Гоби-Алтайской рифтовой зоны.



Рис. 3. Гистограмма распределения К-Аг датировок вулканических пород для Южно-Хангайской и Западно-Забайкальской вулканических областей.

Во второй половине раннего мела (118 - 105 млн. лет) в пределах рифтовой зоны вновь изливались платобазальты. От базальтов начала раннего мела в разрезах они отделены пачками осадочных пород или горизонтами кислых эффузивов. Среди вулканитов этапа преобладают субщелочные оливиновые базальты. В небольших объемах распространены меланефелиниты и щелочные трахибазальты.

Поздний мел. По сравнению с раннемеловым позднемеловой вулканизм отличается резким сокращением масштабов (табл. 1). Выделяется два этапа вулканизма (рис. 2).

В конце раннего - начале позднего мела (103 - 88 млн. лет) возникли многочисленные моногенные лавовые купола (с единичными лавовыми потоками), штоки, лакколиты, силлы и дайки субщелочных базальтов. Центры вулканизма в значительной степени контролировались магмовыводящими структурами восточной части Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Кроме того, многочисленные их проявления установлены к югу от рифтовой зоны.

В конце позднего мела (80 - 70 млн. лет) вулканическая деятельность протекала к югу от Гобийского Алтая. Этому этапу соответствуют третичные излияния, сформировавшие небольшие по мощности (до 50 м) и площади (первые десятки км²) лавовые поля субщелочных оливиновых базальтов, реже шлаково-бомбовые вулканы, экстружии, некки и лакколиты, сложенные базанитами. Выходы пород рассредоточены на большей площади и контролируются не связанными в единую систему разломами северо-западного и субширотного простирания.

Ранний кайнозой. В раннем кайнозое установлено три этапа вулканизма: палеоцен-эоценовый, поздний эоцен-раннеолигоценовый и позднеолигоценовый (рис. 2).

В палеоцен-эоценовый этап (62 - 47 млн. лет) вулканизм был сосредоточен в пределах линейной зоны, тяготеющей к северо-западному торцовому ограничению хребтов Гобийского Тянь-Шаня и Гобийского Алтая. Продукты вулканизма концентрируются в отдельных небольших маломощных лавовых полях, а также образуют штоки и дайки. Состав пород соответствует субщелочным оливинным базальтам.

К позднему эоцену-раннему олигоцену (42 - 31 млн. лет) относятся лавовые поля внутренней впадины горной системы Гобийского Тянь-Шаня, а также небольшие фрагменты вулканических построек в восточной части Гоби-Алтайской рифтовой зоны. По составу вулканиты отвечают нефелиннормативным базальтам. Среди всех разновозрастных вулканитов Южно-Хангайского ареала они выделяются высокими содержаниями K_2O (около 3% масс.).

Позднеолигоценовые (30 - 24 млн. лет) вулканические излияния происходили в пределах северо-западного грабена, приуроченного к Долине Озер (рис. 2). Последняя разделяет хребты Гобийского Алтая и Хангайское нагорье и протягивается параллельно раннемеловой Гоби-Алтайской рифтовой зоне непосредственно к северу от нее. В пределах грабена было сформировано лавовое плато щелочных базальтоидов мощностью от 20 до 50 м, останцы которого наблюдаются на площади около 9000 км² [34].

Поздний кайнозой. Вулканизм эпохи описан во многих публикациях [5, 11, 14, 26]. В соответствии с новейшими данными о возрастном расчленении вулканитов выделяется четыре этапа вулканизма: раннемиоценовый, средне-позднемиоценовый, плиоценовый и плейстоцен-голоценовый (рис. 2).

Раннемиоценовая фаза (20 - 16 млн. лет) вулканизма проявилась локально. Его продукты тяготеют к северному и южному разломным обрамлениям позднеолигоценового Долиноозерского грабена и представлены небольшими полями платобазальтов щелочного и субщелочного составов, а также венчающими эти поля шлаковыми конусами.

Средне-позднемиоценовые (15 - 9 млн. лет) преимущественно субщелочные оливинные базальты сосредоточены в центральной части Хангайского нагорья. В виде фрагментов мощной (до 600 м) толщи они распространены в субширотной зоне, по-видимому, отвечающей грабенообразной впадине, которая претерпела инверсию при позднейшем воздымании Хангайского свода. Вулканиты этапа также наблюдаются по южному, восточному и северо-восточному

обрамлению Хангайского нагорья, а также на высоких террасах в долинах рек Хануй и Орхон.

Плиоценовые (6 - 2.5 млн. лет) лавы сосредоточены в пределах широкой полосы, прослеживающейся через широтный отрезок р. Орхон, и лежащие на его простирании участки долин рек Хануй, Хуней и Чулуту. Вулканиты отвечают тефритам и оливинным базальтам и слагают довольно крупные лавовые плато, увенчанные небольшими лавовыми и шлаковыми конусами.

Плейстоцен-голоценовая (< 2 млн. лет) фаза вулканизма охватила центральную, северную и северо-восточную части Хангайского нагорья. Вулканитами сложены многочисленные долинные лавовые поля, обычно сопровождаемые небольшими по размерам лавово-шлаковыми конусами, а также крупное лавовое плато в центральной части Хангая. В составе вулканических толщ преобладают щелочные базальтоиды.

Внутриплитный магматизм Южно-Хангайской области отличается геологической непрерывностью от поздней юры до голоцена (рис. 3). До начала позднего кайнозоя локализация вулканических проявлений в значительной степени определялась структурами Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Преимущественно в восточной ее части вулканиты разных этапов образуют ареалы, которые обычно территориально совмещены (рис. 2), а в общей возрастной последовательности этапов характеризуются плавным смещением их геометрических центров к северу. Этому тренду соответствуют также позднекайнозойские проявления вулканизма, которые смещены к северу от рифтовой зоны.

Западно-Забайкальская область объединяет вулканические поля позднего мезозоя-кайнозоя, контролируемые системой северо-восточных впадин и грабенов, протянувшихся от верховьев р. Джиды до р. Витим (рис. 4). Эта система структур в целом сформировалась в поздней юре - раннем мелу в связи с процессами рифтогенеза, что позволяет определить ее как Западно-Забайкальскую позднемезозойскую рифтовую зону. Фундаментом для вулканических областей служат комплексы пород докембрия, а также палеозоя.

История позднемезозойско-кайнозойского магматизма в Западном Забайкалье имеет много общего с развитием магматизма в Южно-Хангайской области (рис. 3, табл. 1). Существуют противоречивые данные о возрасте наиболее ранних проявлений внутриплитного магматизма в регионе. Они объединяются в ичетуйскую свиту, которая была отнесена к средней юре [18]. Критический анализ палеонтологических данных, положенных в основу этих представлений, привел к выводу о позднеюрском возрасте свиты [29]. Rb-Sr датирование комендитов ичетуйской свиты дало возраст 158 ± 4 млн. лет [31]. Выполненные нами, а также

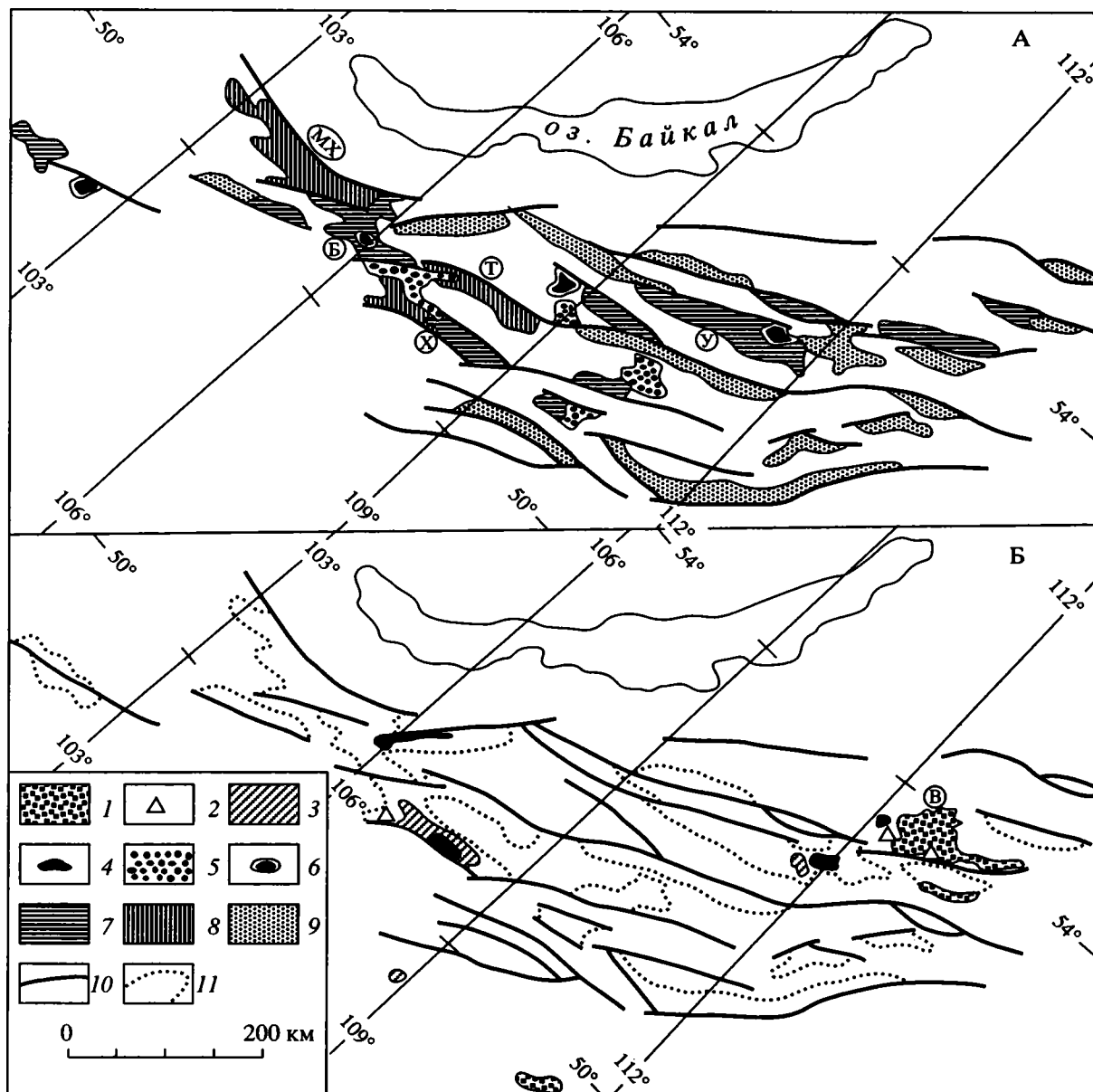


Рис. 4. Схемы распространения разновозрастных вулканических ассоциаций в пределах Западно-Забайкальской области: А – поздняя юра - ранний мел, Б – поздний мел - кайнозой. 1 - 8 – возрастные группы вулканических ассоциаций: 1 – позднекайнозойские, 2 – позднеолигоценовые, 3 – эоцен-раннеолигоценовые, 4 – позднемеловые, 5 – конца раннего мела, 6 – начала - середины раннего мела (трахириолитовая), 7 – начала раннего мела, 8 – позднеюрские, 9 – вулканические впадины; 10 – разломы; 11 – границы раннемеловых грабенов.

Буквами в кружках обозначены вулканические грабены (Т – Тугнуйский, Х – Хилокский, У – Удинский) и поля (МХ – Малохамардабанское, Б – Боргойское, В – Витимское).

другими исследователями К-Аг определения возраста ичетуйских вулканитов не опускаются ниже значений 160 млн. лет [24]. Поэтому мы присоединяемся к представлению о начале внутриплитной вулканической активности в регионе в поздней юре [29, 31].

Поздняя юра (160 - 140 млн. лет, здесь и далее в основном использованы наши неопубликованные

новые данные К-Аг датирования пород, отраженные также на рис. 3). Вулканизм эпохи был связан с ранней фазой рифтогенеза и проявился преимущественно в восточной части ареала в Малохамардабанском, Тугнуйском и Хилокском грабенах (рис. 4). В составе вулканических ассоциаций участвуют трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиты, трахидациты, локально распространены

комендиты [31], нефелиниты и фонолиты. Мощности толщ достигают 2000 - 3000 м, а общая площадь их выходов составляет не менее 4500 км². Объемный эффект разновозрастных вулканических проявлений области отражен в табл. 1.

Ранний мел. В эту эпоху произошли самые крупные вулканические извержения. Они совпали с пиком процессов рифтогенеза, завершивших формирование общей структуры Западно-Забайкальской рифтовой зоны (рис. 4).

Наиболее распространены толщи платобазальтов начала раннего мела (140 - 130 млн. лет). Они заполнили цепь грабенов, протянувшихся более чем на 600 км, от Северной Монголии до бассейна р. Витим, в том числе грабены Хилокский, Удинский. В них преобладают массивные лавы, кроме которых широко развиты гиадокласты, наиболее эффективно проявленные в строении Хилокского грабена (хилокская свита). По составу все породы отвечают субщелочным базальтам. Мощность толщ в среднем составляет первые сотни метров.

Примерно на этом же возрастном уровне произошли излияния кислых вулканитов – трахириолитов и трахидацитов. Они связаны с отдельными немногочисленными экструзивными и купольными вулканами (например, Мухор-Тала), которые тяготеют к бортам грабенов и поэтому обычно не имеют прямых соотношений с платобазальтами. Выходы кислых вулканитов прослеживаются от районов Северной Монголии до Еравнинских озер, располагаясь в тех же пространственных границах, что и платобазальты (рис. 4). Не исключено, что кислые вулканиты не были единовременными. Немногочисленные К-Аг датировки, в том числе опубликованные [2, 3], укладываются в интервал от 143 до 138 млн. лет. Однако существуют геологические соотношения (например, в районе Боргойской впадины), указывающие на образование кислых вулканитов после излияний платобазальтов, но до формирования вулканических толщ конца раннего мела.

Вслед за излияниями платобазальтов после небольшого перерыва, фиксируемого толщами конгломератов, произошли излияния тефритов, нефелинитов, фонолитов и трахитов. Эти породы выявлены нами в последние годы, поэтому области их распространения до конца не выяснены. Толщи таких пород (мощность 300 - 600 м) установлены в Северной Монголии, в Малохамардабанском, Хилокском и Удинском грабенах. Имеющиеся К-Аг определения датируют толщу в интервале 127 - 120 млн. лет.

В конце раннего мела (116 - 106 млн. лет) произошла новая вспышка базальтового вулканизма. Она охватила центральные части ареала от района Боргойской впадины на западе до Удинской впадины на востоке. Вулканические

продукты накапливались в ранее сформированных грабенах, где они оказались обособлены от предшествующих вулканитов пачками осадочных пород. По составу преобладают субщелочные базальты.

Поздний мел (рис. 4). Мы выделяем две вспышки вулканизма – начала и конца позднего мела. К вулканическим проявлениям начала позднего мела принадлежат породы щелочной ассоциации района Боргойской впадины, представленные силлами тешенитов и покровами трахибазальтов (возраст 103 - 100 млн. лет [2]), а также субщелочные базальты небольших полей (99 - 90 млн. лет), расположенных восточнее.

К этапу конца раннего мела отнесены фрагменты маломощных вулканических толщ, развитые в центральной части Хилокского грабена (возраст 67 млн. лет [19]), восточная часть Удинского грабена (район села Комсомольское, возраст 78 - 70.8 млн. лет [2]), в районе Витимского плато (66 млн. лет [3]). В составе этих толщ участвуют меланефелиниты, базаниты и нефелин-нормативные базальты. Все перечисленные поля представлены сильно эродированными фрагментами, первоначальные размеры которых трудно установить. Следует отметить, что по сравнению с вулканическими проявлениями конца раннего и начала позднего мела, локализованными в центральных участках Западно-Забайкальской рифтовой зоны, область распространения вулканитов конца позднего мела расширяется к востоку.

Ранний кайнозой. Проявления раннекайнозойского вулканизма на территории Западного Забайкалья известны давно [2], хотя его масштабы еще не изучены. Выделяется по крайней мере две фазы вулканизма: эоценовая и олигоценовая.

К *эоценовому этапу* (53 - 38 млн. лет) относятся останцы лавовых полей, развитые в восточных частях Хилокского и Удинского (бассейн р. Эгита) грабенов и на Витимском плоскогорье [2, 3, 19]. Эти останцы сложены покровами базанитов, нефелинсодержащих базальтов, реже субщелочных базальтов. Наблюдаемая максимальная мощность лавовых полей достигает 50 - 70 м. Несомненно, что первоначальное распространение этих пород было значительно шире. По крайней мере для Хилокского грабена установлено, что сохранность полей в основном связана с бронированием их экструзиями олигоцена.

Олигоценовые (34 - 27 млн. лет) проявления вулканизма представлены экструзиями и отдельными щитовыми вулканами, в центральных участках которых фиксируются бомбово-шлаковые жерловины (вулкан М. Кумын). Выходы этих пород установлены в Хилокской впадине, в отдельных участках Северного Хентея [2, 19, 24] на Витимском плато [1].

Таким образом, ареал их распространения почти полностью совпадает с площадями развития вулканитов конца позднего мела и раннего кайнозоя.

Поздний кайнозой. Вулканическая активность эпохи почти целиком сосредоточена на Витимском плато (рис. 4), за пределами которого лишь в Северном Хентее (верховья р. Чикой) отмечены небольшие поля позднекайнозойских вулканитов.

На Витимском плато позднекайнозойские вулканиты распространены на площади около 7000 км². Их формирование происходило в несколько стадий [3]. Несомненно, выделяется раннемиоценовая стадия, породы которой сформировались между 21 и 16 млн. лет. Главная фаза излияний пришлось на средний-поздний миоцен (14 - 9.5 млн. лет). В это время излился основной объем вулканитов, сформировавших плато в его современном виде. Мощность пла.ооазальтов в среднем превышает 200 м.

Следующая крупная фаза излияний пришлось на плиоцен. Образовывались долинны лавовые потоки, вложенные в миоценовое плато. Возраст долинных базальтов оценивается в интервале между 4.7 и 2.35 млн. лет [2, 3]. В плейстоцене извержения были ограничены. Им отвечают шлаково-бомбовые конуса хорошей сохранности, которые венчают долинны базальты.

Состав продуктов Витимского плато определяют субщелочные оливиновые базальты, базаниты, лимбургиты [16]. Субщелочные базальты характерны для покровов миоценового плато, тогда как базаниты типичны для плиоценовых долинных лавовых полей. Лимбургиты редки и установлены, главным образом, среди плиоценовых вулканических толщ [16].

Таким образом, в процессе формирования Западно-Забайкальской позднемезозойско-кайнозойской вулканической области внутриплитный магматизм проявился многократно без существенных возрастных перерывов (рис. 3). Разновозрастные вулканические продукты локализованы в пределах рифтовой зоны, возникшей в раннем мелу. Поэтому ареалы их распространения пространственно и структурно совмещены, хотя их размеры и положение центров ареалов менялись во времени. Начало формирования области связано с вулканическими событиями поздней юры, которые в основном произошли в западной части области. В начале и середине раннего мела создан основной структурный план рифтовой зоны, и вулканизм протекал по всей протяженности зоны. В конце раннего мела вулканическая активность была сосредоточена в центральной части области, после чего центры вулканизма смещались к северо-востоку и в позднем кайнозое локализо-

вались на крайнем северо-востоке в районе Витимского плато.

Центрально-Алданская область объединяет разновозрастные магматические ассоциации, возникшие в позднем мезозое - кайнозое на территории Центрального Алдана. В развитии магматизма области выделяются позднемезозойский и позднекайнозойский периоды (табл. 1), разделенные магматической паузой.

В соответствии с последними данными позднемезозойский период ограничен интервалом между 160 и 100 млн. лет [15]. В этом интервале отмечены вспышки магматизма в поздней юре (между 153 и 148 млн. лет), начале раннего мела (между 141 и 137 млн. лет) и середине раннего мела (между 124 и 120 млн. лет).

Для позднего мезозоя характерно широкое развитие калиевых щелочных пород, проявленных как в вулканической, так и в плутонической формах. Среди них выделяют шонкиниты, фергуситы, лейцититы, калиевые лимбургиты, фонолиты, щелочные трахиты, эссекситы, лампроиты, щелочные перидотиты. Кроме того, распространены сиениты и граниты, в том числе щелочные [15, 21, 22].

Позднекайнозойский период представлен вулканическими толщами Удоканского плато, расположенного в юго-западной части области. Плато формировалось со среднего миоцена по голоцен включительно. Наиболее ранние вулканиты, залегающие в нижних частях разреза плато, имеют K-Ar возраст от 14 до 9.6 млн. лет [2, 24]. Основная масса вулканитов плато сформировалась в плиоцене (5.8 - 2.7 млн. лет). Наиболее поздними являются плейстоценовые и голоценовые вулканиты, в том числе с возрастом 2100 лет [24].

Состав вулканических продуктов определяют оливиновые базальты обычно с нормативным нефелином, базаниты, муджиериты, бенморейты, щелочные трахиты, мелалейцититы [16, 25]. Щелочные породы обычны в разрезах лавового плато, но преобладают в строении плейстоцен-голоценовых вулканов.

Рассматривая в целом магматизм области, отметим, что помимо пространственного совмещения разновозрастных его проявлений сближает последние явно выраженный щелочной состав калиевого уклона. По этому параметру магматизм Центрального Алдана резко отличается от магматизма других позднемезозойско-кайнозойских вулканических областей Азии.

Восточно-Монгольская область (или одноименный вулканический пояс) объединяет позднемезозойские вулканические поля Восточной Монголии и Восточного Забайкалья (рис. 1). Формирование пояса происходило в раннем мелу и было сопряжено с образованием линейной системы грабенов и горстов северо-восточного

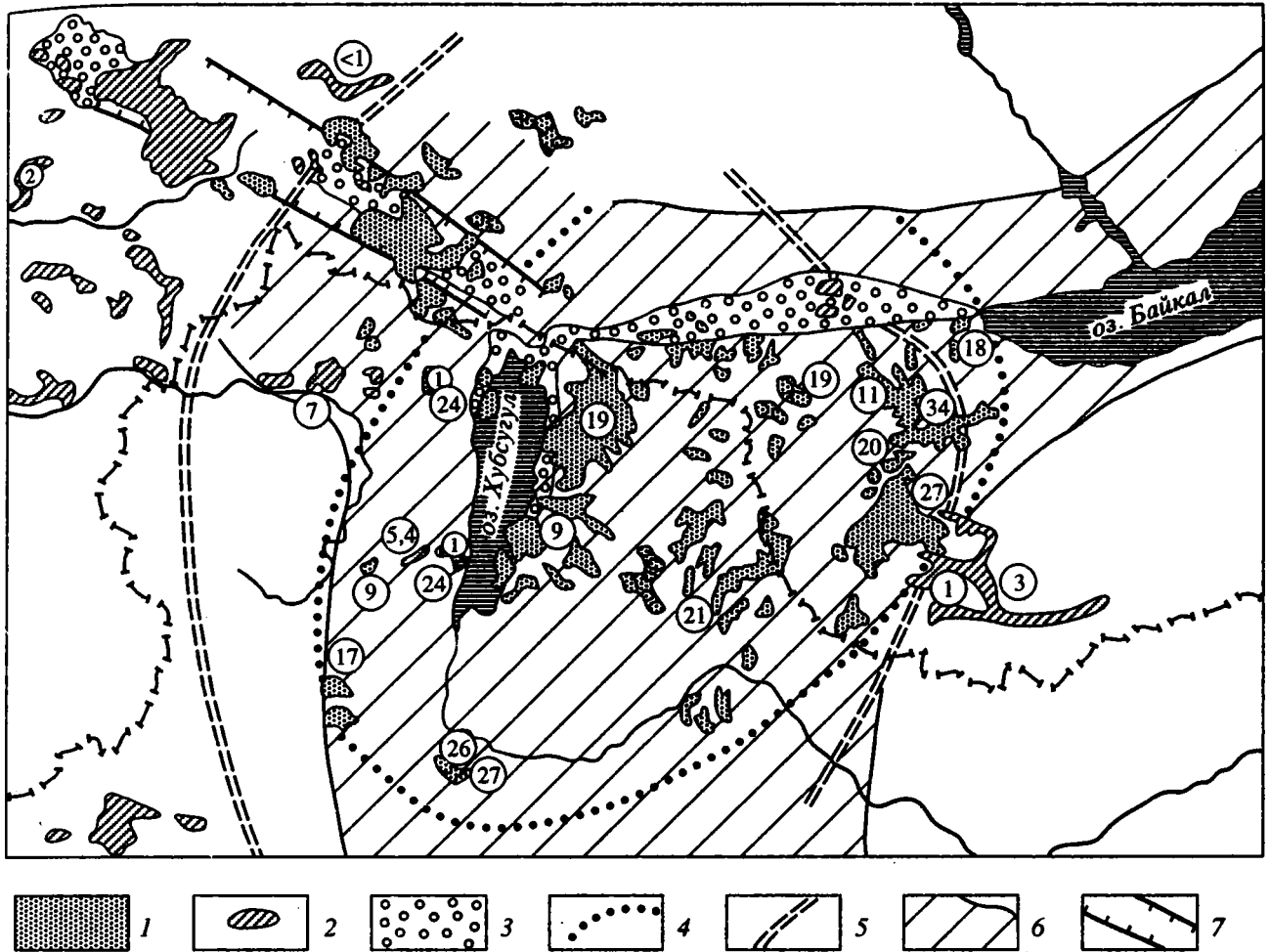


Рис. 5. Схема размещения кайнозойских вулканитов в пределах Южно-Байкальской вулканической области по данным В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко и О.А. Богатикова [36]

1 - 2 - базальты: 1 - вершинные (доплиоценовые), 2 - долинные (плиоцен-плейстоценовые); 3 - плиоцен-голоценовая моласса; 4 - граница распространения олигоцен-раннемиоценовых базальтов; 5 - внутренний контур зоны плиоцен-голоценового вулканизма (долинного); 6 - область развития аномальной мантии с глубиной залегания менее 50 км, по Ю.А. Зорину и др. [10], 7 - Окинско-Восточно-Тувинская зона развития кайнозойского вулканизма и межгорных понижений.

Цифрами в кружках обозначен радиологический возраст базальтов (млн. лет).

простираются. В разрезе вулканических образований выделяются три последовательно залегающие толщи. Две нижние объединяются в цаганцабскую серию, верхняя относится к дзунбаинской серии [23]. Наиболее широко распространены вулканы нижней толщи (табл. 1). Они представлены субщелочными базальтами и андезитобазальтами, слагающими стратифицированные толщи мощностью в первые сотни метров [23, 30]. Следующую возрастную группу образуют толщи трахириолитов, трахидацитов местами с трахитами, которые слагают разобщенные крупные лавовые поля и в виде силлов, лакколлитов, даек и штоков пронизывают толщу основных вулканитов. Мощ-

ность кислых вулканитов достигает 100 - 200 м. Одновозрастными кислым вулканитам являются немногочисленные массивы лейкогранитов, в том числе литий-фтористых гранитов. Они распространены как в пределах вулканического пояса, так и на его бортах.

Наиболее поздними являются покровы субщелочных базальтов дзунбаинской серии, нередко переслаивающиеся с апт-альбскими осадочными породами [23]. Они слагают изолированные поля небольшой мощности (первые десятки метров) в тех же грабенах, где и породы цаганцабской серии. Их доля в общем объеме вулканических продуктов составляет не более первых процентов.

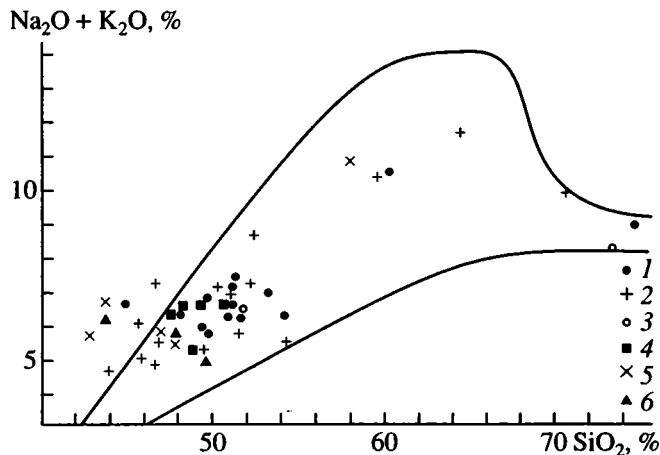


Рис. 6. Средние составы внутриплитных вулканических ассоциаций на диаграмме SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (по данным табл. 2). Линиями ограничено поле пород субщелочного ряда. Ассоциации вулканических областей: 1 – Южно-Хангайская, 2 – Западно-Забайкальская, 3 – Восточно-Монгольская, 4 – Южно-Байкальская, 5 – Центрально-Алданская, 6 – Дариганская.

С конца раннего мела в пределах пояса магматическая деятельность не возобновлялась.

Южно-Байкальская область охватывает позднекайнозойские вулканические поля, сформированные у южной оконечности Байкала: в хребте Хамар-Дабан, по обрамлению оз. Хубсугул, в Тункинской впадине и в Восточной Туве (рис. 5). На этой территории практически отсутствуют позднемезозойские и раннекайнозойские вулканиты.

Формирование области началось в позднем олигоцене, когда в хр. Хамар-Дабан и по его обрамлению возникли небольшие поля субщелочных оливиновых базальтов. Их К-Аг датировки укладываются в интервал 34 - 24 млн. лет [16, 19, 24, 36].

Наиболее масштабные излияния произошли в миоцене с фазами активности в интервалах 20 - 15 и 12 - 8 млн. лет (табл. 1). Им соответствуют лавовые плато субщелочных оливиновых базальтов в хр. Хамар-Дабан и Окинском межгорном понижении. Плато в значительной степени разрушены позднейшими сводовыми воздыманиями. В сохранившихся фрагментах их наблюдаемые мощности нередко превышают 400 м.

В начале плиоцена произошла структурная дифференциация ареала. Возникли сводовые поднятия и расчленяющая их трехлучевая система грабенов: Тункинского, Хубсугульского и Окинского. Вулканизм эпохи проявился в основном на флангах сводовых поднятий, сформировав долинные генерации субщелочных и щелочных базальтов [36].

Плейстоцен-голоценовые вулканические события также протекали по флангам сводов.

Крупные поля возникли в Восточной Туве, но, кроме того, небольшие поля плейстоценовых базальтов сформировались в Тункинском грабене и в Джидинском районе [3, 19, 24].

Таким образом, развитие вулканизма в регионе имело направленность от центра в районе хр. Хамардабан к его обрамлению. В составе вулканических продуктов на всех возрастных уровнях преобладают субщелочные оливиновые базальты. Кроме того, распространены базальты, доля которых возрастает в позднейших вулканических проявлениях.

Даригангский ареал представляет собой цепь крупных лавовых полей, протянувшихся от района Вейчанга (Северо-Восточный Китай) до плато Дариганга (Юго-Восточная Монголия, рис. 1). Судя по опубликованным данным, формирование ареала началось не позднее раннего миоцена (23 млн. лет назад) в юго-восточной его части [38]. На территории Монголии (Северо-Западная часть области) в районе плато Дариганга первые проявления вулканизма датируются средним миоценом (14 млн. лет). Основной объем излияний произошел в плиоцене (5 - 3 млн. лет, наши К-Аг неопубликованные данные), когда сформировалось лавовое плато площадью более 14000 км². При средней мощности в 100 м объем излияний составил не менее 1400 км³. Интенсивная вулканическая активность продолжалась и в плейстоцен-голоцене. В результате возникли линейные цепи многочисленных лавовых и шлаковых конусов, распространенных практически по всей площади плато. Состав пород соответствует субщелочным оливиновым базальтам, базальтам, тефритам, гавайитам, муджиеритам [26, 38].

Завершая рассмотрение вулканических областей, еще раз подчеркнем их независимое развитие при отсутствии общего структурного контроля над размещением областей и их естественной пространственной обособленностью. Кроме того, рассмотренные области различаются временем заложения, последовательностями этапов вулканизма и составами вулканических продуктов.

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПРОВИНЦИИ

В строении позднемеозойско-кайнозойских внутриплитных магматических комплексов участвуют разнообразные породы с повышенной щелочностью. Они группируются в ряд ассоциаций, которые в соответствии с составами преобладающих пород являются либо существенно щелочными, либо существенно субщелочными, либо смешанными по составу (табл. 2, 3; рис. 6).

В группе ассоциаций **существенно щелочных пород** выделяются ассоциации щелочно-салических пород и щелочных основных пород.

Таблица 2. Средние составы разновозрастных внутриплитных вулканических ассоциаций Центральной Азии (приведенные к 100%)

Возрастные группы	Область	Ведущие породы	Кол-во проб	Состав в масс. %										
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Позднеюрская	ЮХ	ТЛ	33	60.15	1.06	16.78	4.19	1.19	0.08	1.68	3.73	4.93	5.49	0.70
		ЗЗ	87	52.13	2.16	17.17	7.75	2.51	0.12	3.39	6.30	4.35	2.82	1.3
	ЗЗ	ТЛ	28	59.47	1.02	17.73	4.52	1.05	0.07	1.63	3.45	5.40	4.95	0.71
		Т	34	64.67	0.79	17.45	3.42	0.62	0.08	0.08	0.96	5.54	6.11	0.26
Начала раннего мела	ЮХ	СБ	44	53.16	2.18	16.17	5.64	3.98	0.11	3.81	7.00	4.00	2.87	1.07
		ЗЗ	69	51.00	2.45	16.37	6.96	3.72	0.17	4.07	6.94	4.09	2.70	1.53
	ЗЗ	ТР	13	70.87	0.39	14.95	2.14	0.59	0.05	0.33	0.82	3.66	6.10	0.09
Середины раннего мела	ЮХ	СБ	76	51.60	2.28	17.89	3.44	5.87	0.18	3.68	7.40	3.82	2.53	1.26
		ЗЗ	36	74.82	0.11	12.82	1.60	0.62	0.04	0.15	0.93	3.53	5.34	0.04
	ЗЗ	Ф	45	52.29	1.98	17.03	7.78	1.52	0.12	3.25	6.06	5.12	3.38	1.46
Конца раннего мела	ЮХ	ТР	37	73.38	0.18	14.41	2.45	0.97	0.08	0.16	0.22	3.45	4.65	0.04
		ЗЗ	36	54.04	1.86	16.71	4.21	5.13	0.13	3.97	7.01	4.21	1.93	0.79
Начала позднего мела	ЮХ	СБ	48	50.24	2.26	16.55	5.86	4.84	0.15	4.55	7.11	4.34	2.64	1.47
		ЗЗ	21	51.63	1.71	17.11	3.16	5.82	0.16	5.87	7.82	4.27	1.91	0.55
Конца позднего мела	ЮХ	СБ	5	51.33	2.77	15.57	5.30	6.38	0.16	3.81	7.43	3.93	1.73	1.59
		ЗЗ	27	50.89	2.18	15.55	5.91	4.56	0.14	5.69	8.38	4.10	2.07	0.51
Эоценовая	ЮХ	СБ	6	44.74	2.15	14.25	6.00	6.74	0.24	7.55	10.61	5.03	1.72	0.99
		ЗЗ	5	46.28	2.26	15.34	7.62	3.34	0.16	6.24	12.29	3.26	1.41	1.78
	ЗЗ	ЩБ	5	49.58	2.16	15.42	3.95	6.94	0.14	6.50	9.08	4.18	1.57	0.47
Раннеолигоценовая	ЮХ	СБ	20	54.29	1.55	17.76	8.38	2.49	0.15	2.15	7.46	3.87	1.40	0.50
		ЗЗ	11	45.72	2.82	13.03	3.90	8.99	0.17	9.90	9.68	3.37	1.60	0.81
	ЗЗ	ЩБ	21	51.39	2.57	14.87	3.48	6.41	0.12	6.23	6.87	4.29	3.04	0.71
Позднеолигоценовая	ЮХ	ЩБ	16	46.26	2.81	13.70	4.39	8.14	0.17	8.46	9.75	3.77	1.60	0.94
		ЗЗ	37	47.85	2.61	14.16	4.48	6.60	0.15	7.69	9.31	3.82	2.47	0.86
Раннемиоценовая	ЮХ	СБ	3	43.74	3.73	11.51	7.00	7.21	0.17	10.97	10.30	3.05	1.53	0.78
		ЗЗ	15	50.58	2.70	14.41	4.16	7.05	0.13	6.75	6.94	3.43	3.11	0.74
	ЗЗ	ЩБ	52	49.60	2.56	14.45	4.03	6.32	0.14	7.11	8.18	4.18	2.54	0.87
Средне-позднемиоценовая	ЮХ	СБ	118	48.60	2.35	15.12	3.32	8.11	0.16	8.15	8.30	3.47	1.78	0.64
		ЗЗ	13	49.27	2.19	15.51	3.35	7.18	0.15	7.80	8.03	3.81	2.08	0.62
Плиоценовая	ЮХ	СБ	19	49.45	2.21	14.48	3.98	7.42	0.15	8.21	8.61	3.48	1.58	0.43
		ЗЗ	21	47.98	2.29	15.96	4.94	7.15	0.17	7.13	8.39	3.88	1.56	0.54
	ЗЗ	ЩБ	5	43.51	2.94	14.28	4.32	8.40	0.19	9.44	9.37	4.50	2.22	0.82
Плейстоцен-голоценовая	ЮХ	СБ	146	49.04	2.38	14.96	3.59	7.91	0.15	7.78	8.01	3.63	1.93	0.63
		ЗЗ	67	51.00	2.47	15.33	2.59	7.38	0.13	6.41	7.66	4.10	2.31	0.62
	ЮХ	ЩБ	7	45.46	2.82	13.67	4.02	8.50	0.16	9.86	8.87	3.70	2.32	0.63
		ЗЗ	100	48.21	2.48	14.96	3.07	8.24	0.16	8.00	8.65	3.76	1.85	0.61
	ЗЗ	ЩБ	15	46.60	2.51	15.10	5.50	6.80	0.18	8.58	8.64	3.77	1.88	0.53
Плейстоцен-голоценовая	ЮХ	Т	11	58.00	0.91	18.52	3.14	3.68	0.17	1.29	3.08	5.98	4.85	0.35
		ЗЗ	10	42.49	3.02	11.79	5.83	6.49	0.17	12.48	11.20	3.25	2.51	0.8
	ЮХ	СБ	15	49.56	2.50	13.41	4.20	8.05	0.15	7.80	8.99	3.52	1.32	0.49
		ЗЗ	79	51.21	2.44	15.31	2.51	6.95	0.13	6.23	7.20	4.47	2.56	0.69
	ЮХ	ЩБ	5	46.14	2.48	13.67	7.66	5.24	0.15	8.64	8.09	4.49	2.68	0.76
		ЗЗ	40	47.51	2.30	15.72	4.33	7.55	0.16	7.41	7.94	4.25	2.09	0.73
ЗЗ	ЩБ	5	47.70	2.66	13.10	6.00	6.12	0.16	9.06	9.00	3.77	1.84	0.63	
ЗЗ	ЩБ	5	43.34	3.54	12.06	7.80	6.49	0.17	9.57	9.75	4.33	1.92	1.03	

Примечание: породы: Б – базаниты и мелалейцититы, ЩБ – щелочные базальты, СБ – субщелочные базальты, Ф – фонолиты, ТЛ – трахит-латиты, Т – трахиты, ТР – трахириолиты и онгониты; вулканические области: Южно-Хангайская (ЮХ), Западно-Забайкальская (ЗЗ), Восточно-Монгольская (ВМ), Южно-Байкальская (ЮБ), Центрально-Алданская (ЦА), Даригангская (Дар).

Таблица 3. Распространение разновозрастных магматических ассоциаций в вулканических областях Центральной Азии

Области	Эпохи магматизма											
	J ₃	K ₁ ¹	K ₁ ²	K ₁ ³	K ₂ ¹	K ₂ ²	P ₁₋₂	P ₃	N ₁ ¹	N ₁ ²	N ₂	Q
Южно-Хангайская	Т Т Т Т	Ц Ц Ц Ц	≡ ≡ ≡ ≡	Ц Ц Ц Ц	Ц Ц Ц Ц	▒	Ц Ц Ц	▨	▨	Ц Ц Ц Ц	▒	▒
Западно-Забайкальская	Т Т Т Т	Ц Ц ≡ ≡	Т Т ≡ ≡	Ц Ц Ц Ц	▒	▨	▨	▨	▒	Ц Ц Ц Ц	▨	▨
Центрально-Алданская	Т Т Т	Т Т Т Т	Т Т Т Т	Т Т Т Т					▒	Ц Ц Ц Ц	▨	▨
Восточно-Монгольская		Ц Ц Ц Ц	≡ ≡ ≡ ≡	Ц Ц Ц Ц								
Южно-Байкальская								Ц Ц Ц Ц	Ц Ц Ц Ц	Ц Ц Ц Ц	▒	▨
Даригангская									Ц Ц Ц Ц	Ц Ц Ц Ц	Ц Ц Ц Ц	▨

Примечание: крапом показаны:



ассоциации с преобладанием щелочно-салических пород



ассоциации с преобладанием щелочно-основных пород



ассоциации с преобладанием субщелочных основных пород



ассоциации кислых субщелочных пород



ассоциации щелочных и субщелочных основных пород

Ассоциации с преобладанием щелочно-салических пород распространены в позднем мезозое. В Южно-Хангайском ареале они представлены ассоциацией меланефелинитов-мелалейцититов, фонолитов, трахитов, латитов и их субвулканических аналогов – шонкинит-порфиоров, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, щелочных и субщелочных сиенитов, а также карбонатитов [28]. Выделяется две возрастные группы этой ассоциации: позднейурская и конца раннего мела, проявленная локально [27].

В Западно-Забайкальском ареале ассоциации этого типа образуют крупные лавовые поля, сложенные нефелинитами, фонолитами, тефритами, трахитами. Они широко проявились в поздней юре, а также в середине раннего мела.

Наиболее широко щелочно-салические породы распространены в Центрально-Алданском регионе. Они связаны с позднейурско-раннемеловыми, а также с плейстоцено-голоценовыми комплексами (Удоканское плато). Породами ассоциаций выделяются прежде всего высокими содержаниями калия, в связи с чем широко распространены эпилейцититы, лейцитовые мелафонолиты и фонолиты, калиевые щелочные трахиты, лампроиты, а также широкий набор их плутонических эквивалентов – шонкиниты, фергуситы, щелочные перидотиты, сиениты и граниты [15, 16, 21, 22].

Ассоциации существенно основных щелочных пород сложены сочетающимися в разных соотношениях базанитами, лимбургитами, нефелинитами, а также нефелин-нормативными базальтами, гавайитами, муджиеритами, тешенитами. Эти ассоциации проявляются с конца позднего мела и образовывались на разных возрастных уровнях практически во всех вулканических ареалах. Наиболее типичны они для позднекайнозойских проявлений вулканизма (табл. 2, 3).

Среди ассоциаций субщелочных пород выделяется две: субщелочных базальтов и субщелочных кислых пород.

Ассоциация субщелочных базальтов преобладает в общем объеме вулканических продуктов позднего мезозоя-кайнозоя. Для нее типичны субщелочные оливиновые и пироксен-плаггиоклазовые базальты, андезибазальты. Она характерна для эпох наиболее крупных в объемном выражении вулканических излияний. Ассоциация формировалась повсеместно в начале и конце раннего мела, а также в миоцене в тех районах, где возникли лавовые толщи большого объема – в Центральном Хангае [34], Южно-Байкальском ареале [16, 24], на Витимском плато [16], в Даригангском ареале [26, 38].

Ассоциация субщелочных кислых пород объединяет трахириолиты, трахидациты, онгониты и

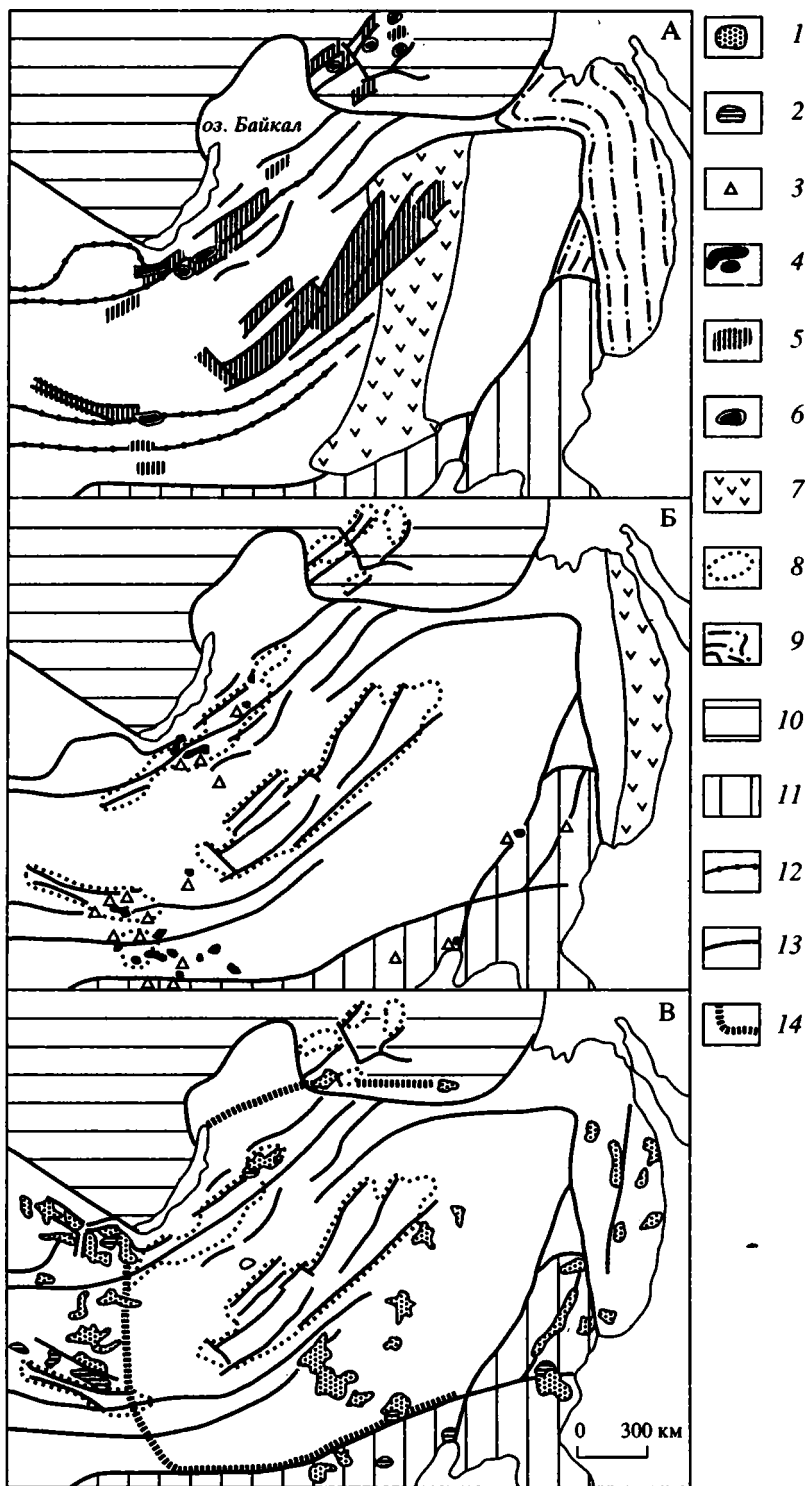


Рис. 7. Схема проявлений внутриплитного магматизма в Центральной и Восточной Азии в позднем мезозое - кайнозое. А - В - возрастные срезы: А - позднеюрский - раннемеловой, Б - позднемеловой - раннекайнозойский (до позднеолигоценовый), В - позднеолигоценовый - голоценовый

1 - 6 - возрастные группы вулканитов: 1 - позднекайнозойские, 2 - позднеолигоценовые, 3 - раннекайнозойские, 4 - позднемеловые, 5 - раннемеловые, 6 - позднеюрские; 7 - краевые вулканические пояса: Большого Хингана (срез А) и Сихоте-Алиньский (срез Б); 8 - границы раннемеловых вулканических зон; 9 - юрский океанический бассейн; 10 - 11 - платформенное обрамление Центрально-Азиатского пояса: 10 - Сибирская платформа, 11 - Северокитайско-Корейская платформа; 12 - сuture швы; 13 - разломы; 14 - граница позднекайнозойской Амурской плиты.

онгориолиты. Она связана с деятельностью изолированных вулканов в вулканических ареалах: Южно-Хангайском, Западно-Забайкальском, Восточно-Монгольском. Возрастная позиция кислых пород локализована во времени и отвечает первой половине раннего мела. С этой ассоциацией, по видимому, связаны массивы лейкогранитов, в том числе литий-фтористых, наблюдающихся в строении Восточно-Монгольского и Западно-Забайкальского ареалов. Возраст массивов укладывается в интервал между 120 и 140 млн. лет (наши неопубликованные данные) и, таким образом, согласуется с возрастом вулканитов. Массивы размещаются в горстовых поднятиях и в зонах разломов, ограничивающих вулканические ареалы, соответствуя глубоко эродированным участкам последних. Подобно кислым вулканитам эти массивы обычно одиночны и в пространстве обособлены друг от друга.

Группа ассоциаций *субщелочных и щелочных пород* объединяет вулканические толщи, сложенные основными породами щелочного и субщелочного рядов. В составе ассоциаций преобладают субщелочные оливиновые базальты, в нормативном составе которых отмечается нефелин, щелочные породы представлены базанитами, нефелиновыми базальтоидами. Эти ассоциации проявляются в позднем мелу, но наиболее распространены в кайнозое (табл. 2).

Таким образом, состав продуктов внутриконтинентального магматизма в Центральной Азии определяют субщелочные и щелочные породы. Среди них преобладают породы основного состава, составляющие более 90% общего объема магматических проявлений. В этом отношении рассматриваемый магматизм аналогичен проявлениям внутриплитного магматизма в других районах мира.

ВОЗРАСТНЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Рассмотрим возрастную изменчивость внутриплитного магматизма Центральной и Восточной Азии в позднем мезозое - кайнозое с учетом данных о магматических событиях, происходивших в восточной части континента.

Поздняя юра. Магматическая активность в позднеюрской континентальной части Центральной и Восточной Азии определялась воздействием краевого вулканоплутонического пояса Большого Хингана, а к западу от него - внутриплитной деятельностью (рис. 7а). Последняя проявилась в трех удаленных друг от друга областях: Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской и Центрально-Алданской. Несмотря на пространственную и

структурную разобщенность внутриплитные магматические комплексы обладают сходством. Для них характерна высокая щелочность, определяющая появление недосыщенных кремнеземом пород - меланефелинитов и мелалейцититов, лейцититов и нефелинитов, фонолитов, трахитов, трахит-латитов и их субвулканических эквивалентов, при преобладании пород среднего состава. Региональные различия этих ассоциаций выражены прежде всего в калиевой специфике пород Центрального Алдана, не характерной для двух других ареалов.

Ранний мел (рис. 7а). К началу эпохи завершилось формирование вулканического пояса Большого Хингана. Внутриплитный магматизм эпохи характеризовался большими масштабами излияний и протекал на фоне рифтообразования в различных участках Центральной Азии. В развитии магматизма устанавливаются три достаточно согласованные фазы. Наиболее мощная вспышка активности пришлась на начало раннего мела и совпала с фазой образования рифтовых зон в Восточной-Монгольской, Южно-Хангайской и Западно-Забайкальской областях. Продукты вулканических излияний представлены мощными толщами субщелочных базальтов (первые сотни метров), накапливавшимися в грабенах.

Следующий этап магматизма представлен проявлением трахириолитов, трахидацитов и онгориолитов, а также их интрузивных аналогов - лейкогранитов, в том числе литий-фтористых. Возрастная позиция этих пород отвечает началу - середине раннего мела. Вулканические породы связаны с пространственно разобщенными эктрузивно-купольными вулканами, кальдерными вулканами или их группами. Интрузивные массивы обычно небольшие по размеру, немногочисленны и пространственно обособлены друг от друга. Кислые породы тяготеют к площадям максимального проявления базальтов начала раннего мела, но, как правило, структурно обособлены от них и располагаются в горстовых выступах по обрамлению вулканических грабенов.

Наиболее поздними среди раннемеловых магматических проявлений явились излияния субщелочных базальтов в рифтовых зонах Южно-Хангайской, Восточно-Монгольской и Западно-Забайкальской областей. Эти излияния по масштабам уступали вулканизму раннего мела, но в структурном отношении наследовали последние и происходили в тех же грабенах. Отметим специфику Западно-Забайкальской области, фиксируемую толщами нефелинитов и фонолитов, которые сформировались перед базальтовыми излияниями конца раннего мела.

В Центрально-Алданской области магматизм раннего мела характеризовался более скромными масштабами и, несомненно, отличался составами

пород. В этот интервал времени формировались высокощелочные породы – лампроиты, лейцититы, фонолиты, трахиты [15, 22]. Их образование происходило на фоне регионального растяжения, сопровождавшегося сбросо- и грабенообразованием, что соответствует тектоническому режиму проявлений раннемелового магматизма в других областях. Сближает их также и согласованность фаз вулканизма. Например, лампроиты изливались в интервалах 133 - 137 и 124 - 120 млн. лет [22], соответствующих возрастам образования базальтовых плато и нефелинит-фонолитовых полей в Западно-Забайкальской области.

Поздний мел. В эту эпоху размеры Азиатского континента были расширены за счет причленения к ним с востока островодужных аккреционных призм. Активная континентальная окраина переместилась еще восточнее – в Сихотэ-Алинь. Расширение материковой части сопровождалось увеличением площади внутриплитного магматизма (рис. 7б), хотя его масштабы намного уступали раннемеловым.

В поздне меловую эпоху намечается две фазы внутриплитного магматизма – начала и конца позднего мела. В Центрально-Азиатском сегменте соответствующие ассоциации установлены только в Южно-Хангайской и Западно-Забайкальской областях. Вулканические поля имеют небольшие размеры и незначительные мощности (первые десятки метров). Эти поля характеризуются расчлененным распределением вулканических ареалов. В составе вулканических продуктов наряду с субщелочными базальтами участвуют щелочные породы – базаниты, щелочные трахибазальты, тешениты.

Более значительные масштабы внутриплитный магматизм имел в Восточной Азии на территории Северо-Восточного Китая. Здесь в нижних частях разрезов поздне меловых-кайнозойских прогибов описаны серии базальтовых потоков общей мощностью до 500 м [38]. Возраст их определен в широких пределах, однако наиболее древние датировки свидетельствуют о начале внутриплитной активности с конца позднего мела (80 - 70 млн. лет). По составу вулканы варьируют от толеитовых до щелочных базальтов. Они установлены к югу от Пекина, по северному обрамлению Ляодунского залива, в районе города Чанчунь.

Ранний кайнозой (до позднего олигоцена). На территории Центрально-Азиатской части провинции вулканизм сохранял угнетенные формы проявления и протекал на тех же территориях, где происходили извержения позднего мела (рис. 7б). В составе возникших вулканических полей участвуют нефелин-нормативные базальты, трахибазальты, базаниты.

В эту эпоху расширяется площадь вулканических проявлений в Северо-Восточном Китае.

Базальтовые излияния продолжались в тех же районах, что и поздне меловые. Кроме того, они проявились в ряде новых территорий (районы города Муданьцзян, бассейна Сунь-ляо, города Фанши; [38]).

Конец позднего олигоцена. Этот возрастной интервал является переломным в развитии внутриконтинентального вулканизма и отмечает переход в стадию интенсивных извержений позднего кайнозоя (рис. 7в). В Центральной Азии вулканизм данной эпохи наиболее масштабно проявился в Долине Озер (Южно-Хангайская область), где возникло лавовое поле на площади около 9000 км². В Западно-Забайкальской области масштабы излияний оставались незначительными, однако центры излияний были расщеплены на обширной территории. Крайние западные проявления установлены в Хилокской впадине, крайние восточные – на Витимском плато [1, 2, 3, 19]. К позднему олигоцену относится начало формирования Южно-Байкальской области, а также Даригангской области, юго-восточное окончание которой на геологической карте Китая датируется палеогеном [4].

Поздний кайнозой отличается повышенной вулканической активностью пульсационного характера (рис. 7б). Наиболее общей, по-видимому, явилась среднемиоценовая вспышка вулканической активности. Ей соответствуют крупные поля в Южно-Хангайской, Южно-Байкальской и Западно-Забайкальской областях, а также возобновление вулканической деятельности в Центрально-Алданской области и первые проявления вулканизма на плато Дариганга в Монголии. В Северо-Западном Китае и Приморье в рамках миоцена возникли крупные лавовые поля общей площадью свыше 25000 км², сложенные толщами мощностью до нескольких сотен метров [6, 38, 42].

Среди миоценовых вулканических продуктов преобладают субщелочные базальты, распространены также щелочные базальтоиды.

Следующая фаза крупномасштабных излияний пришлась на плиоцен. В это время на плато Удокан и плато Дариганга (Монголия) возникли наиболее крупные лавовые поля, сложенные щелочными и субщелочными базальтами.

Плейстоцен-голоценовая фаза по объему излившихся продуктов уступает среднемиоценовой и плиоценовой. К этому возрастному интервалу относятся крупные поля в Центральном Хангае (Южно-Хангайская область), а также лавовые излияния в Восточной Туве (Южно-Байкальская область) и на плато Дариганга.

На рис. 8 систематизированы данные о возрастах и масштабах внутриплитных вулканических проявлений для различных районов Центральной и Восточной Азии. В развитии вулканической деятельности отчетливо прослеживается синхронизация фаз

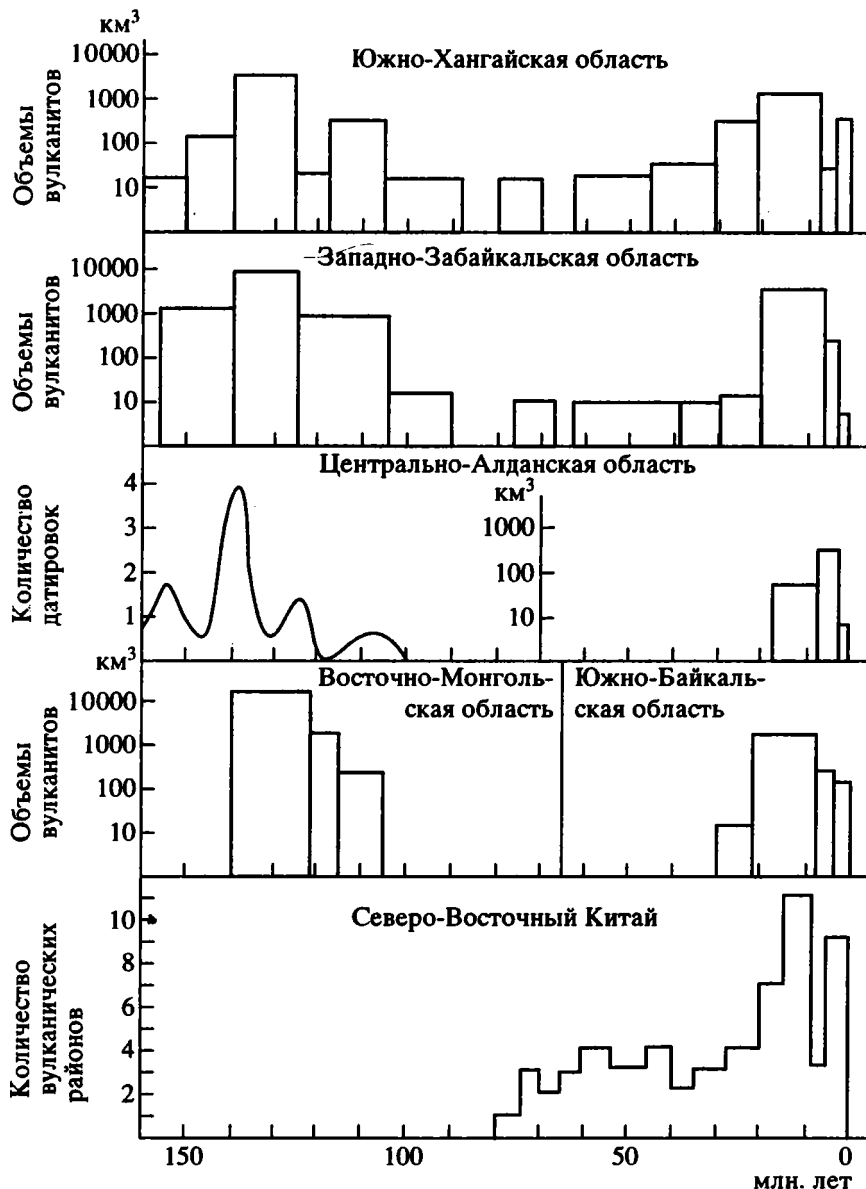


Рис. 8. Схема корреляции внутриплитных магматических событий в Центральной и Восточной Азии.

вулканизма по составам вулканических продуктов и их объемам (табл. 1, 3; рис. 8). Устанавливаются два крупных периода повышенной вулканической активности (поздняя юра - ранний мел и поздний кайнозой), а также разделяющий их интервал низкой вулканической активности (поздний мел - ранний кайнозой). В рамках периодов для провинции отчетливо выделяются фазы высшей активности (например, начала раннего мела, среднемиоценовая) а также фаза однотипного магматизма. Последние наиболее ярко проявились на ранних стадиях формирования провинции, когда повсеместно в поздней юре возникли ассоциации с ведущей ролью щелочно-салических пород, затем в начале раннего мела произошли крупномасштабные платоизлияния

субщелочных базальтов и, наконец, в начале - середине раннего мела проявилась фаза кислого магматизма с трахириолитами, онгориолитами, литий-фтористыми гранитами.

ПРИРОДА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Несмотря на согласованность вулканических событий, области их проявления на территории Центральной Азии пространственно и структурно разобщены. Кроме того, каждая вулканическая область характеризуется внутренними механизмами, регулирующими проявления вулканизма. Они определяют территориальную, а часто и структурную сопряженность вулканических ассоциаций последовательных по времени проявления

вулканических фаз, а также региональные различия в составах и масштабах вулканизма. Все это указывает на связь выделенных областей с устойчивыми источниками магматизма, которые существуют под областями на протяжении всего времени их развития, варьирующего для разных областей от первых десятков миллионов до 160 млн. лет.

Подобная связь выявлена нами для Южно-Хангайской области [34, 37]. В ее пределах на протяжении последних 150 млн. лет произошло не менее 13 фаз вулканизма с продолжительностью от 3 до 15 млн. лет. Территории, охваченные вулканизмом той или иной фазы, обычно полностью или частично перекрываются с площадями распространения вулканитов предшествующей фазы вулканической деятельности. Это видно на рис. 9, представляющем сводную схему распространения площадей проявления разновозрастных вулканитов. Площади вулканизма отдельных фаз характеризуются замкнутыми овальными формами, а их размеры составляют первые десятки тысяч квадратных километров. Каждая из них может быть описана центром, соответствующим сосредоточенному воздействию источника вулканизма на литосферу, тогда как границы этих площадей отвечают проекции поперечного сечения источника. Преобладающие в ареалах субщелочные и щелочные базальты (до 95% общего объема) содержат включения мантйных лерцолитов, начиная с вулканических комплексов раннего мела.

Все это приводит к выводу, что на протяжении позднего мезозоя-кайнозоя Южно-Хангайская область находилась под воздействием локального, несущественно менявшегося в размерах, подлитосферного источника магматизма. Его положение относительно географических координат земной поверхности плавно менялось во времени и не испытывало пространственных скачков, которые можно рассматривать как доказательства новообразования источника магматической деятельности. Этот постоянно действовавший источник магматизма мы сопоставили с мантйным плюмом, определенным как Южно-Хангайская горячая точка мантии [37].

Аналогичный вывод сделан в отношении Южно-Байкальской области [36]. Для нее связь магматизма с деятельностью мантйного плюма обосновывалась следующими данными. Формирование области началось в позднем олигоцене излияниями базальтов, сосредоточенными в центральной части (хр. Хамар-Дабан). На протяжении миоцена, плиоцена и плейстоцен-голоцена происходило расширение вулканического ареала за счет центростремительного отступления вулканизма на фланги. Таким образом, развитие области было связано с сосредоточенно действовавшим источником магматизма, размеры которого во времени разрастались в стороны от его первоначального центра.

Этот источник определен нами как Южно-Байкальская горячая точка мантии [37]. Плюмовую природу магматизма Байкало-Монгольского региона отмечали также Б. Уипдли и М. Аллен [47].

В развитии других областей можно найти много общего с Южно-Хангайской и Южно-Байкальской. Западно-Забайкальская область во многом сходна с Южно-Хангайской, несмотря на пространственную удаленность от последней. В ее пределах вулканизм протекал в рамках тех же возрастных этапов, хорошо согласуясь по интенсивности вулканической активности и составам продуктов (рис. 3, табл. 1, 2). Так же, как и в Южно-Хангайской области, площади распространения близких по возрасту вулканитов перекрывали друг друга и имели замкнутые границы. Во времени происходило последовательное смещение этих площадей вдоль рифтовой системы впадин в северо-восточном направлении (рис. 10). Эти данные позволяют предположить связь магматизма Западно-Забайкальской области с локализованным под ней подлитосферным источником или мантйным плюмом, действовавшим на протяжении последних 160 млн. лет геологической истории.

Центрально-Алданская область подобно другим характеризуется: компактным распространением разновозрастных магматических образований, преобладанием вещественного состава пород, длительностью и многоэтапностью магматизма, совмещением площадей разновозрастных магматических проявлений. Отличие заключается в том, что формирование магматических пород не было непрерывным, так как существующие данные указывают на продолжительную паузу в магматизме, продолжавшуюся от 100 до 20 млн. лет. Тем не менее в этой дискретности развития можно видеть сходство с развитием Южно-Хангайской и Западно-Забайкальской областей, где на указанный интервал времени пришлось резкое сокращение магматической активности. Намеченные черты общности позволяют предположить, что развитие Центрально-Алданского региона контролировалось тем же механизмом, что и в других ареалах, т.е. деятельностью мантйного плюма.

Особое место в общем ряду вулканических областей занимает Восточно-Монгольская область. Ее отличает короткий возрастной интервал формирования продолжительностью около 20 - 30 млн. лет в рамках раннего мела. Она возникла и существовала в период максимального регионального растяжения, охватившего в раннем мелу всю территорию Центральной Азии и вызвавшего рифтогенез не только в Восточной Монголии, но и в Южно-Хангайской и Западно-Забайкальской областях. Магматизм в этом ареале не имел позднюрской предыстории и прекратился с окончанием процессов регионального рифтогенеза. Поэтому мы

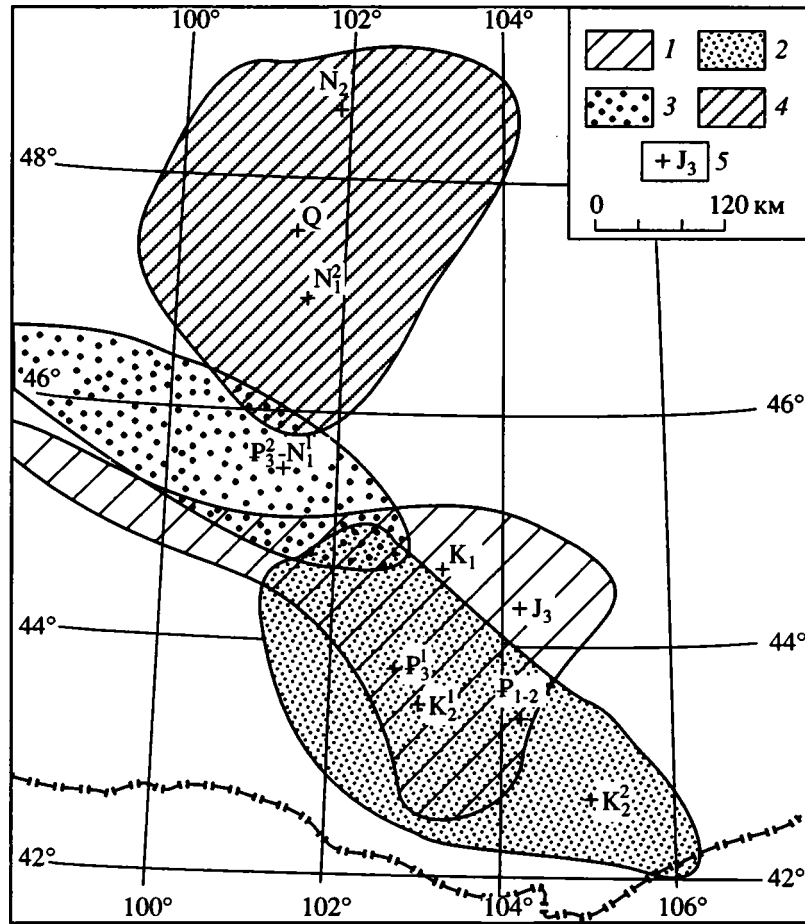


Рис. 9. Схема размещения разновозрастных ареалов внутриплитного магматизма в пределах Южно-Хангайской вулканической области

1 - 4 – ареалы внутриплитного магматизма: 1 – позднеюрский - раннемеловые, 2 – позднемеловые - раннекайнозойские, 3 – позднеолигоцен - раннемиоценовые, 4 – среднемиоцен - голоценовые; 5 – центры ареалов отдельных вулканических фаз (индекс знака обозначает возраст вулканической фазы).

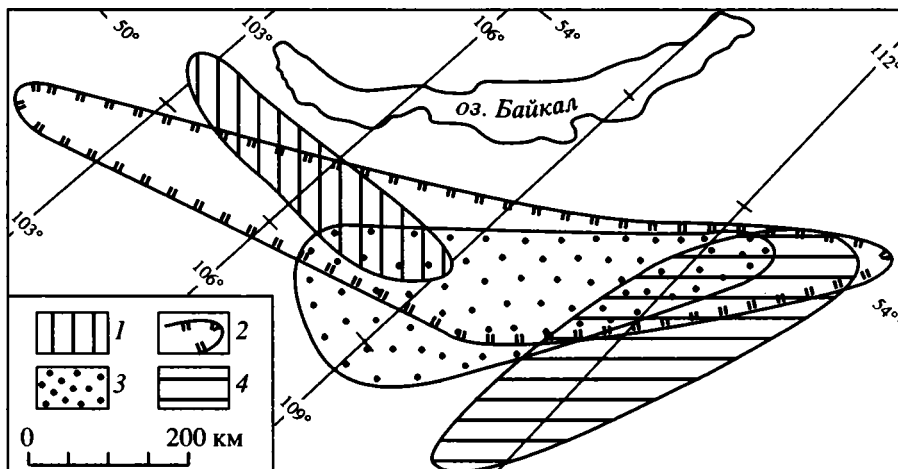


Рис. 10. Схема размещения разновозрастных ареалов внутриплитного магматизма в пределах Западно-Забайкальской вулканической области

1 - 4 – ареалы внутриплитного магматизма: 1 – позднеюрский, 2 – раннемеловые, 3 – позднемеловые - раннекайнозойские, 4 – позднекайнозойские.

считаем, что образование Восточно-Монгольского ареала определялось исключительно рифтовыми процессами, непосредственно не связанными с мантийными плюмами.

В областях кайнозойского вулканизма, проявившегося на территории Северо-Восточного Китая и Приморья, отмечается сходство с Южно-Байкальским ареалом. Они представляют изолированные площади распространения разновозрастных вулканических пород внутриплитной специфики, объединенных сближенными во времени этапами последовательных извержений и общими площадями накопления вулканических продуктов. Примером может служить Дариганская область. Она объединяет цепь вулканических полей, возраст которых последовательно омолаживается к северо-западу. Представляется, что изолированность вулканических районов является важнейшим показателем их связи с автономными, пространственно разобщенными, источниками магматической активности. Состав магматических продуктов, отвечающий субщелочным и щелочным базальтам, наличие в них лерцолитовых нодулей, свидетельствует о подлитосферной природе этих источников и на этом основании – о связи магматических районов с изолированными мантийными струями.

ПРИРОДА ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ВНУТРИПЛИТНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Формирование магматических пород в Центрально-Восточно-Азиатской внутриплитной вулканической провинции было связано с деятельностью изолированных мантийных плюмов. Однако в развитии последних устанавливается согласованность в этапах магматических проявлений и интенсивности вулканических излияний на разных стадиях активности плюмов. Возникает вопрос, что могло служить регулятором подобной согласованности в мантийных источниках магматизма для разобщенных в пространстве участков провинции.

Опираясь на данные о концентрации внутриплитного вулканизма в Центральной и Восточной Азии, Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин [7, 49] выдвинули гипотезу о существовании под провинцией вблизи границы ядро-мантия разогретой области вещества или горячего поля мантии. Нам представляется, что эта концепция объясняет главные особенности развития провинции: синхронное проявление фаз вулканизма в разных ее участках и независимость составов и позиций вулканических районов от геологического строения их основания. Действительно, эти параметры формирования провинции определяются энергетическим состоянием горячего поля мантии и его способностью к тепло-массопередаче в мантийных плюмах в верхние оболочки Земли, а также

проекцией поля на земную поверхность, не связанной со структурами коры. Некоторые геометрические и динамические параметры поля могут быть оценены с помощью данных о закономерностях проявления магматизма в пределах провинции. На всех стадиях своего развития оно контролировало ограниченное число горячих точек. Пространственная совокупность последних, объединенная сходным развитием вулканических процессов, обособлена от других областей проявлений внутриплитного магматизма планеты, которые концентрируются в пределах Африканской плиты и восточной и юго-восточной частях Тихоокеанской плиты (рис. 11). Провинции можно рассматривать как проекцию горячего поля мантии на земную поверхность. Современные размеры поля, определяемые площадью области распространения внутриплитных проявлений, составляют 3000 × 4000 км.

Данные о распределении разновозрастных магматических ассоциаций в пределах провинции открывают возможность оценить пространственно-возрастную динамику развития горячего поля мантии. Его воздействие на литосферу начинается в поздней юре. В это время возникли три вулканические области, связанные с горячими точками: Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской и Центрально-Алданской (рис. 7). В раннем мелу активизируется воздействие горячего пятна на литосферу. Оно выразилось в процессах рифтогенеза разных частей Центральной Азии, а также наиболее интенсивной вспышкой базальтового вулканизма. Эти процессы проявились как в связи с горячими точками, так и независимым от них образованием Восточно-Монгольской рифтовой зоны. Внутриплитные магматические проявления определяют проекцию горячего пятна, которое в это время не выходило за пределы Центральной Азии.

С конца позднего мела отмечается расширение площади воздействия горячего поля мантии в восточном направлении, распространившись к позднему миоцену до края Азиатского континента и возможно охватив прилегающие к нему акватории (рис. 7). Так, к среднему миоцену относятся внутриплитные проявления в Японском море [6, 42]. Фаза расширения совпала с наиболее крупной для кайнозоя среднемиоценовой вспышкой вулканизма. Эти данные свидетельствуют, что во времени размеры горячего поля увеличивались.

Вулканические породы внутриплитной специфики начинают фиксироваться с поздней юры. Однако на территории Центральной Азии в ранней и средней юре (200 - 160 млн. лет) возникли многочисленные автономные массивы лейкогранитов, включая литий-фтористые, щелочные граниты, дайки базальтов и комендитов. Они известны в Западной Монголии, в Монгольском Алтае, в Горном Алтае России, в Прибайкалье, Центральной и

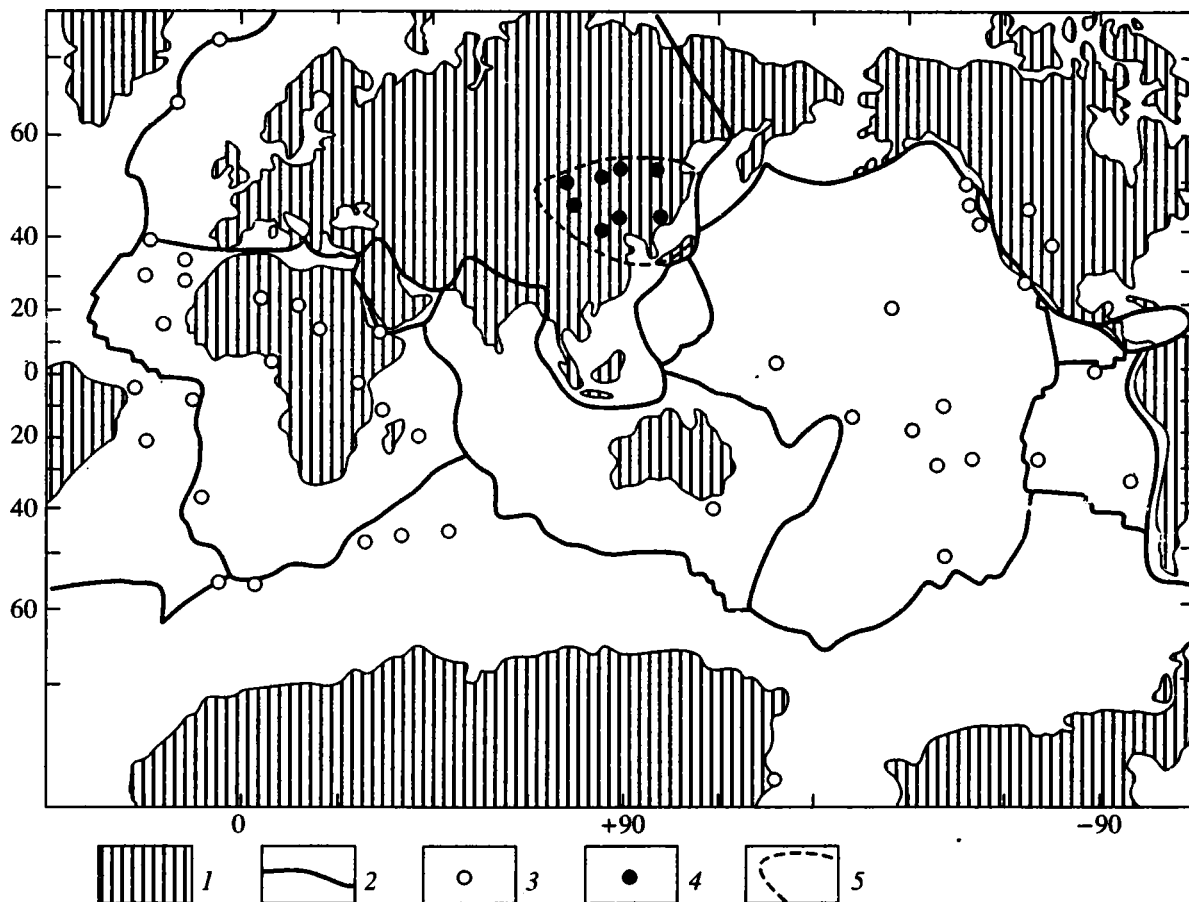


Рис. 11. Распределение горячих точек и положение Центрально-Восточно-Азиатской внутриплитной вулканической провинции в глобальной системе литосферных плит

1 – континенты, 2 – границы литосферных плит, 3 – горячие точки по А. Yataji [48], 4 – проекции мантийных плюмов в Центральной и Восточной Азии, 5 – граница Центрально-Восточно-Азиатской внутриплитной провинции.

Восточной Монголии. Их позиция, несомненно, внутриконтинентальная, но не находила геодинамического объяснения. Общая площадь распространения этих пород в значительной степени совмещена с площадью позднемезозойской проекции на земную поверхность горячего поля мантии. Мы допускаем, что магматизм автономных гранитоидных массивов отвечает ранней стадии формирования горячего поля мантии, подобно тому как “молодые” граниты Нигерии отмечают зарождение горячей точки, фиксируемой в настоящее время породами острова Святой Елены. Если это допущение верно, что Центрально-Восточно-Азиатское горячее поле мантии существовало по крайней мере с ранней юры.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО “ДЫХАНИЯ” ГОРЯЧЕГО ПОЛЯ МАНТИИ

Горячее поле мантии воздействует на литосферу через мантийные плюмы, достигающие подошвы литосферы и разрушающие ее образовани-

ем системы магмовыводящих каналов. Выше подчеркивалось, что размещение вулканических областей не зависит от времени формирования и вещественного состава структур коры. Тем не менее в ряде случаев позиция наиболее ранних проявлений активности горячих точек определялась ослабленными участками литосферы, фиксируемыми долгоживущими системами глубинных разломов. Так, в Центральной Азии исходная позиция горячих точек определяется зонами крупнейших разломов, которые соответствуют границам структурно-формационных зон складчатого основания (рис. 7) и в пределах которых тектоническая и магматическая активность неоднократно возобновлялась на протяжении фанерозоя. Например, Южно-Хангайская горячая точка начала свою деятельность в зоне Главного Монгольского линеймента. Последний является структурной границей герцинид и ранних каледонид Монголии и возник в раннем палеозое [17]. В позднем палеозое рифтогенез в зоне линеймента происходил образованием систем грабенов, выполненных бимодальными

вулканическими комплексами в ассоциации с щелочными гранитами [33]. В позднем мезозое линеймент определил размещение первых проявлений магматической активности горячей точки, а в раннем мелу контролировал рифтовые впадины Гобийского Алтая.

Начальная позиция Западно-Забайкальской горячей точки мантии контролируется стыком сутурных границ Джидинской зоны ранних каледонид. В конце поздней перми южная сутура Джидинской зоны была вовлечена в континентальный рифтогенез. Вдоль нее возникла крупная, Северо-Монгольско-Забайкальская, система рифтовых впадин [35], выполненных базальт-пантеллеритовыми ассоциациями. Отметим, что позднемезозойская рифтовая система была приспособлена к этой границе.

Южно-Байкальская горячая точка проявилась у южной границы Сибирской платформы, где сосредоточен узел границ разновозрастных тектонических структур, в том числе и сутурная граница северного ограничения Джидинской зоны. Даригангская горячая точка зародилась в зоне Яньшаньского разлома, разделяющего северный край Китайской платформы и поздние герциниды Центральной Азии. Приуроченность к крупным разломам отмечается также для многих вулканических полей Северо-Восточного Китая (рис. 7).

Таким образом, начальные стадии проявления магматизма горячих точек связаны с ослабленными зонами литосферы, в большинстве случаев представленных сутурными границами тектонических блоков. Можно предположить, что, возникнув как границы литосферных плит и блоков, сутурные зоны сохраняли свою транслитосферную природу на протяжении длительных интервалов геологического времени. Имеющиеся данные показывают, что эти зоны реагировали на тектонические воздействия и, в зависимости от природы последних, проявляли себя как зоны сжатия или растяжения [32]. В последнем случае под сутурными границами в мантии могли формироваться области ее разуплотнения. Они становились ловушками для продуктов подлитосферной эндогенной активности, а сами границы превращались в зоны выхода на поверхность мантийных магматических расплавов. Подобное развитие событий произошло в Центральной Азии в позднем палеозое, когда многие сутуры развивались в режиме растяжения, сопровождавшегося рифтообразованием и мощным бимодальным базальт-комендит-пантеллеритовым магматизмом [33, 35].

По-видимому, в позднем мезозое на фоне активизации горячего поля мантии отдельные участки транслитосферных разломов развивались в режиме растяжения. Они стали теми "отдушниками", к которым устремились языки горячей мантии. Однажды возникнув, мантийные плюмы остава-

лись пространственно устойчивыми и в дальнейшем не столь чутко реагировали на размещения ослабленных зон литосферной плиты при ее относительных перемещениях. На это, в частности, указывает пример Южно-Хангайской горячей точки, позднекайнозойские продукты которой размещаются в пределах блока, лишенного древних транслитосферных расколов.

По аналогичному сценарию могли формироваться горячие точки позднего кайнозоя в Северо-Восточном Китае. Их возникновение определялось расширением размеров горячего поля мантии и потребностью в дополнительных каналах выхода глубинной энергии. Необходимо отметить, что несмотря на структурный контроль над размещением проекций мантийных плюмов, установленные минимальные расстояния между наиболее сближенными горячими точками (Южно-Байкальской и Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской и Центрально-Алданской) составляют 450 - 500 км. Эти расстояния согласуются с данными о минимальных расстояниях между горячими точками планеты, регламентируемых волновыми процессами в мантии [48]. Таким образом, помимо структурных ловушек, по-видимому, существовали дополнительные механизмы локализации горячих точек, определяемые глобальными закономерностями их распределения.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ГОРЯЧЕЕ ПОЛЕ МАНТИИ

Современное строение Центральной Азии характеризуется развитием коллизионных структур, возникших при столкновении Индостанской и Евразийской плит [9, 41, 44]. Размеры коллизионного пояса впечатляют, так как охватывают практически всю территорию Центральной и Восточной Азии (рис. 12). Обращает на себя внимание явная асимметрия пояса. Он сравнительно узок на Памиро-Гималайском отрезке и чрезвычайно широк в восточной части континента, под которой реконструируется горячее поле мантии. Есть основания предполагать, что существование последнего предопределило столь широкое развитие коллизионных процессов, необычное для других сегментов Земли. Столкновение Индостанского и Евразийского континентов произошло примерно 40 млн. лет назад [44], на территорию Центральной Азии коллизионные процессы распространились только к началу миоцена. Как отмечает Е.В. Девяткин [5], с этого момента в регионе произошла смена платформенного состояния режимом горообразования, связанного с коллизионным короблением.

К началу миоцена на территории Центральной Азии действовали Южно-Хангайская и Западно-Забайкальская горячие точки, но кроме них уже

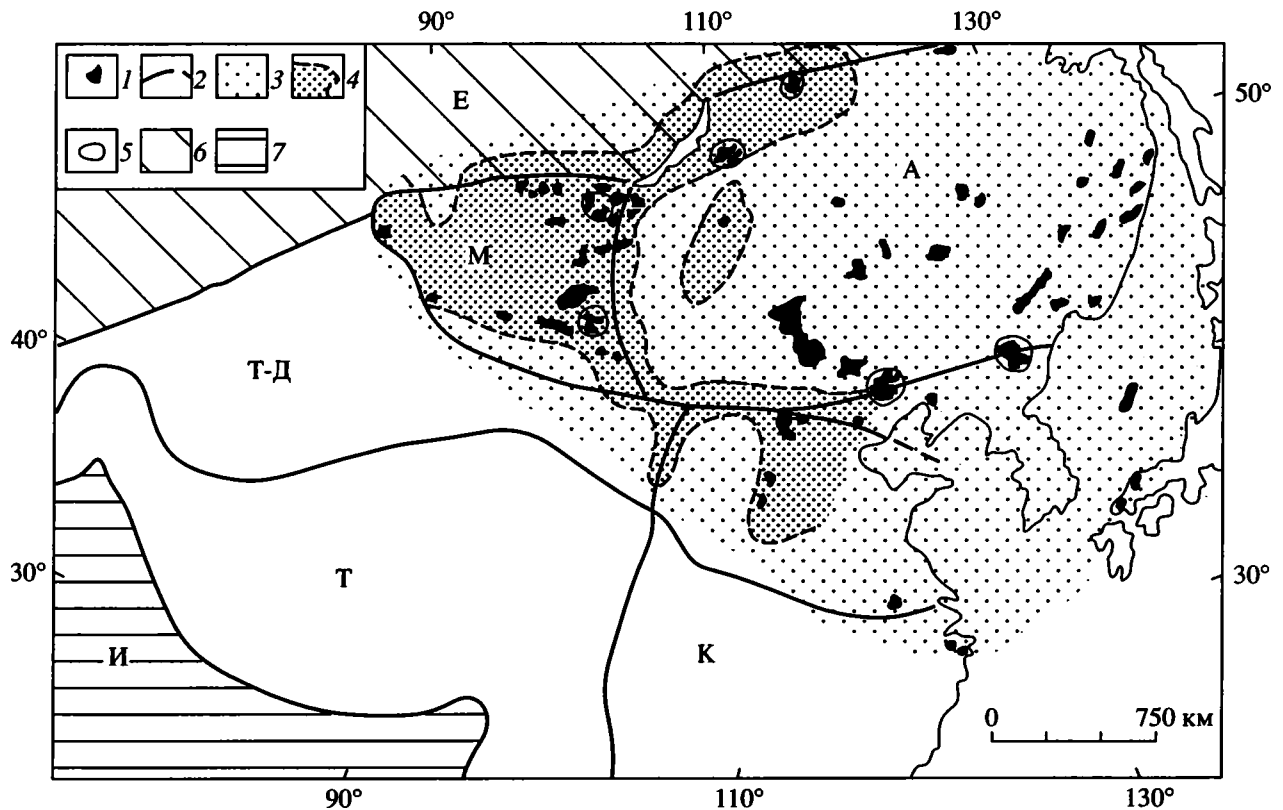


Рис. 12. Схема соотношения структур современного коллизионного пояса Центральной-Восточной Азии и горячего поля мантии

1 – позднекайнозойские базальты, 2 – границы малых литосферных плит коллизионного пояса, по Л.П. Зоненшайну и Л.А. Савостину [9] и Ma Xingyuan [41], 3 – проекция горячего поля мантии, 4 – область развития аномальной мантии с глубиной залегания менее 100 км, по Ю.А. Зорину и др. [10] и Ma Xingyuan [41], 5 – проекции мантийных струй на начало позднего кайнозоя, 6 – Евразийская плита, 7 – Индостанская плита.

Буквами обозначены малые плиты: Т-Д – Таримо-Джунгарская, М – Монгольская, А – Амурская, Т – Тибетская, К – Китайская.

возникли Южно-Байкальская и Даригангская горячие точки. Они в значительной степени влияли на масштабы коллизионных процессов в регионе и, в частности, определили границы крупнейшей в строении коллизионного пояса Амурской микроплиты (рис. 7, 12).

На примере западной границы Амурской плиты рассмотрим, каким образом горячие точки могли повлиять на процессы литосферного дробления. На рис. 13 приведены данные о мощности литосферы [10], а также сведения о положении центров разновозрастных вулканических ареалов, возникших в ходе развития Южно-Хангайской горячей точки. Наглядно прослеживается связь центров с участками литосферы сокращенной мощности. Можно предположить, что подобные соотношения отражают “прожигающий” эффект воздействия мантийного плюма на литосферу. По видимому, мы вправе распространить существование этого эффекта на другие горячие точки. Тогда следует, что к началу распространения коллизионного воздействия на Центральную Азию ее литосфера была перфорирована ман-

тийными плюмами, что облегчило дробление литосферы и привело к выкальванию Амурской плиты. На рис. 13 также показана позиция западного фрагмента границы Амурской плиты. Она проходит не через центры разновозрастных проекций Южно-Хангайской горячей точки, а через градиентную зону астеносферного выступа. Возможно, этим объясняется пространственное отступление границ плиты от непосредственного положения проекций центров мантийных плюмов. В соответствии с этой моделью образование Байкальского рифта связывается с транслитосферным раздвигом на границе Сибирской платформы и Амурской плиты при вращении последней против часовой стрелки.

Таким образом, воздействие горячего поля мантии на литосферу, выразившееся в ослаблении ее сплошности над мантийными плюмами, обусловило податливость региона к тектоническим воздействиям и, в конечном итоге, определило широкое развитие коллизионного дробления континентальной плиты в Центральной и Восточной Азии.

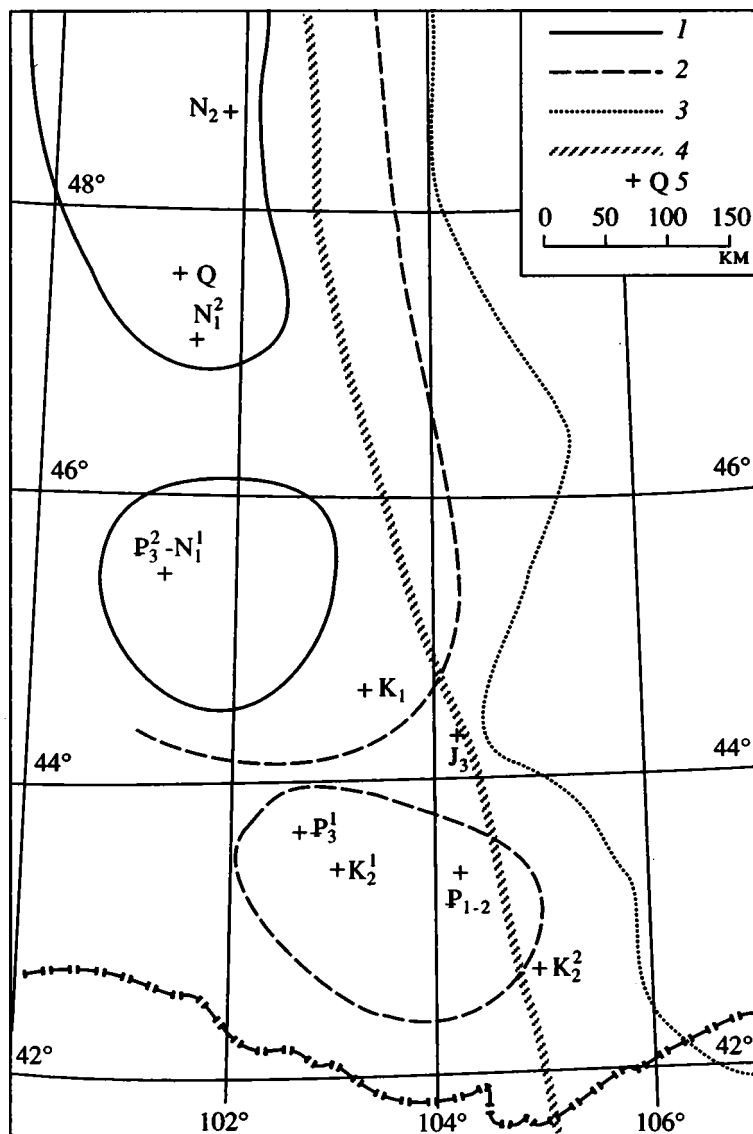


Рис. 13. Схема строения литосферы, по Ю.А. Зорину и др. [10], и размещения центров разновозрастных вулканических ареалов у западной границы Амурской плиты (Южно-Хангайская вулканическая область)

1 - 3 – границы участков литосферной мантии различной мощности: 1 – менее 50 км, 2 – менее 75 км, 3 – менее 100 км; 4 – граница Амурской плиты; 5 – центры ареалов разновозрастных вулканических фаз (индекс знака обозначает возраст вулканической фазы).

ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ АЗИИ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА

На рис. 14 приведено сопоставление эпох проявления внутриплитного магматизма для континентальных и океанических сегментов Земли. По Центральной Азии учтены данные табл. 1. Сведения о внутриконтинентальном магматизме в целом для Земли учитывают данные по трапповому магматизму, а также по другим эпизодам внутриконтинентального магматизма разных континентов, произошедших в интервале последних

160 млн. лет (таблица 4). Данные по внутриплитному магматизму внутриокеанических сегментов Земли приведены по [40].

Сопоставление представленных графиков показывает согласованность этапов внутриплитного магматизма в континентальных сегментах Земли. В поздней юре внутриплитная активность была относительно невысокой. Ей соответствует развитие горячих точек Уайт - Маунтин в Северной Америке и "молодых" гранитов плато Джос в Африке [14]. Наивысшей активности внутриплитный магматизм достиг в первой половине раннего мела. Отметим, что по времени этот пик

Таблица 4. Наиболее крупные проявления внутриконтинентального магматизма Земли в позднем мезозое-кайнозое

Вулканические области	Возраст	Объем (в 10^5 км^3)
1 Плато р. Колумбия	16 ± 1 млн. лет	4.5
2 Восточно-Африканский рифт	Миоцен	3.7
	Плиоцен	1.1
	Плейстоцен-голоцен	0.3
3 Северная Африка (Тибести, Ахаггар, Атлас, Судан)	<20-0 млн. лет	0.4
4 Патагонское плато	<20-0 млн. лет	>0.1
5 Центральнo-Европейская рифтовая система	<25 млн. лет	Нет данных
6 Провинция Бассейнов и Хребтов	<25-0 млн. лет	Нет данных
7 Восточно-Австралийская провинция	KZ ₁	>0.1
8 Эфиопское плато	40-20 млн. лет	3.5
9 Британо-Арктическая провинция	62 ± 3 млн. лет	3.0
10 Деканское плато	67 ± 1 млн. лет	15
11 Траппы Раджмахал	118 ± 1 млн. лет	2.0
12 Провинция Монтериджан	127-121 млн. лет	?
13 Траппы Параны	130 ± 5 млн. лет.	8.0
14 Траппы Юго-Западной Африки	135 ± 5 млн. лет	~0.1
15 Провинция Уайт-Маунтин	180-105 млн. лет	Нет данных
16 Плато Джос-грабен Бенуа	186-106 млн. лет	»
17 Кимберлиты и базальты северной части Сибирской платформы	K ₁	»

Примечание. Таблица составлена по литературным данным для вулканических областей №№ 1, 9, 10, 11, 13, 14 [43]; 2, 3, 4 [20]; 5, 6, 7, 12, 15, 16 [16]; 8 [12]; 17 [8].

активности совпал с распадом Гондваны. Ему отвечают формирование траппов Параны и Юго-Западной Африки, магматизм рифтовой зоны Монтериджиан в Северной Америке, траппы Раджмахал в Индии, а также многочисленные внутриплитные проявления в Африке [39, 46], на севере Сибирской платформы [8] и в Центральной Азии. С конца раннего мела и до начала раннего кайнозоя на континентах происходит повсеместное затухание внутриплитной магматической деятельности. На общем фоне спада внутриплитной активности аномалией выглядит вспышка внутриплитного магматизма, сформировавшая трапповые поля Декана и Британо-Арктической провинции (60 - 65 млн. лет назад). Не исключено, как считают некоторые исследователи [45], что природа названных трапповых полей определялась метеоритной бомбардировкой планеты, а не особенностями ее внутреннего развития. Общепланетарная внутриплитная активизация вновь началась с позднего олигоцена и охватила все континенты Земли. Начальному этапу этой стадии соответствует формирование Эфиопского плато, оживление старых и образование новых горячих точек в Центральной Азии, магматическая активность в зоне Транс-Пекос Северной Америки. Наиболее широкое развитие в структурах континентов по-

лучил миоценовый импульс вулканизма. В это время возникло плато реки Колумбия, произошли массовые излияния во всех известных рифтовых областях, возникших в это же время – Восточно-Африканской, Провинции Бассейнов и Хребтов США, в Центральнo-Европейской, Байкальской, сформировались верхние платобазальты в Патагонии и внутриплитные магматические комплексы в Антарктиде. Эта вспышка выразительно проявилась в развитии горячих точек Центральной Азии, в результате чего в удаленных друг от друга районах произошли наиболее мощные для кайнозоя излияния базальтов.

При сравнении эпох проявления внутриплитного магматизма во внутриконтинентальных и внутриокеанических сегментах Земли прежде всего устанавливается общая направленность его развития. Она выражена двумя эпохами максимальной активности в раннем мелу и позднем кайнозое и разделяющей их эпохой спада внутриплитной деятельности, приходящейся на поздний мел и ранний кайнозой. Аномальность траппов Декана и Британо-Арктической провинции уже отмечалась выше. Наряду с этим устанавливается асинхронность внутриплитных событий в этих двух типах сегментов земной коры. Пики активности внутриконтинентальной магматической

деятельности опережают вспышки внутриокеанического магматизма, проявление которых коррелируются со спадом продуктивности континентальных горячих точек.

Указанные соотношения действуют на уровне общих тенденций, тогда как в сопоставимых масштабах вспышки внутриконтинентального магматизма не превосходили одновозрастные им проявления внутриокеанического магматизма (см. шкалу объемов на рис. 14). Поэтому мы вправе рассматривать начальные стадии проявления внутриконтинентальной деятельности как отражение импульсов энергетической активности в области питания горячих точек на границе ядра и мантии. На ранних стадиях развития горячих точек формируются системы рифтовых расколов, в том числе сопровождаемые трапповыми излияниями. Эти расколы ведут либо к частичному нарушению сплошности литосферы, как это произошло в раннем мелу в Центральной Азии, либо к полному ее расколу (например, раскол Западной Гондваны в середине раннего мела). В последнем случае возникали структуры интенсивного дренирования продуктов глубинной энергетической подпитки – горячие точки океанических сегментов Земли, через которые происходил крупнообъемный выход на поверхность глубинных расплавов. Соответственно сокращался тепловой вклад в питание тех горячих точек, развитие которых не привело к литосферным расколам, и, как следствие, сокращалась их активность. Данный подход, предусматривающий перераспределение тепловой энергии вдоль границы ядра и мантии, позволяет предположить удовлетворительную интерпретацию согласованной изменчивости внутриплитной активности в плитах с разным типом коры. В соответствии с ним в позднемезозойско-кайнозойскую стадию развития планеты фиксируется две фазы энергетической активизации процессов на границе ядро-мантия: одна началась в поздней юре, максимум выделения энергии во второй половине раннего мела – первой половине позднего мела и вторая – с началом на границе олигоцена и миоцена. Последняя фаза, по-видимому, не достигла своего пика магматизма в океанических сегментах. Отсюда, в частности, следует вывод, что внутриконтинентальные горячие точки, в том числе проецируемые в Центральной и Восточной Азии, находятся в состоянии повышенной активности и вероятность возобновления вулканической активности в них достаточно высока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднемезозойско-кайнозойская внутриплитная магматическая активность в Центральной и Восточной Азии связана с территориально и структурно обособленными и пространственно замкнутыми вулканическими областями. Они

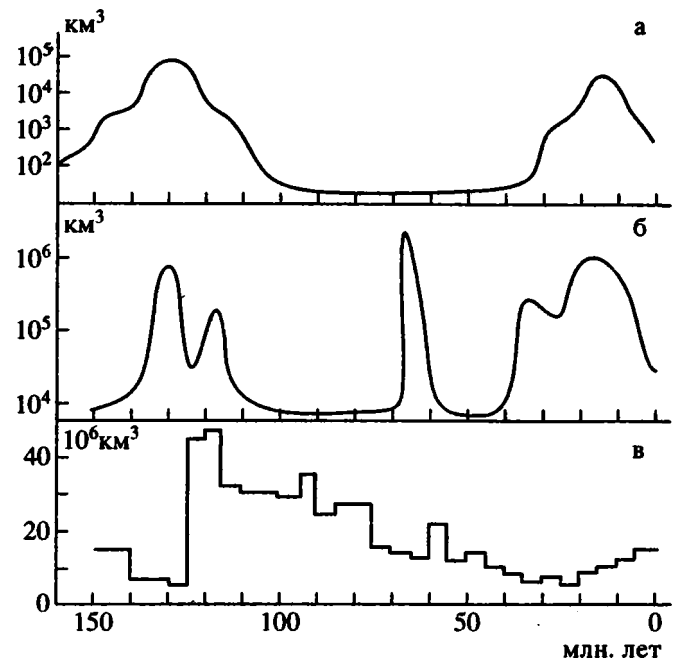


Рис. 14. Диаграмма сопоставления внутриплитной активности в Центральной и Восточной Азии (а), на континентах (б) и на океанических плитах по R.L. Larson, P. Olson [40] (в).

различаются временем начала магматической деятельности, но в целом характеризуются многочисленными сближенными по времени проявления фазы вулканизма. Благодаря этому, в развитии некоторых областей магматизм протекал без существенных перерывов с поздней юры до голоцена, охватив интервал в 160 млн. лет. В составе магматических продуктов этих областей преобладают базальтоиды субщелочной и щелочной серий, нередко с включениями лерцолитов, пироксенитов, а также минеральных фаз высоких давлений, что указывает на подлитосферный мантийный источник магматизма. Поэтому вулканизм областей связывается с деятельностью мантийных плюмов (горячих точек).

В деятельности горячих точек установлены согласованные тенденции развития, определяемые синхронностью, масштабами и составами продуктов отдельных фаз вулканизма. Согласованность рассматривается с позиций связи горячих точек с общими для них термальным резервуаром или горячим полем мантии. Размеры горячего поля, оцениваемые по выходам позднекайнозойских базальтов, составляют 3000 × 4000 км. В развитии горячего поля установлены два периода повышенной активности – раннемеловой и позднекайнозойский, сопровождавшиеся рифтогенезом и наиболее крупными излияниями платобазальтов. Показано, что эти периоды согласованы с глобальными закономерностями проявления внутриплитного магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 93-05-8158).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ащепков И.В.* Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
2. *Багдасарьян Г.П., Поляков А.И., Рощина И.А.* Возраст и химический состав мезозойских и кайнозойских базальтов Прибайкалья // *Геохимия*. 1983. № 3. С. 102 - 108.
3. *Базаров Д.-Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 179 с.
4. Геологический Атлас Китая. 1981 (на китайском языке). 160 с.
5. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 192 с.
6. *Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А.* Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, 1992. 163 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // *Геотектоника*. 1983. № 1. С. 28 - 45.
8. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
9. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
10. *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // *Известия АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1988. № 7. С. 32 - 42.
11. *Иваненко В.В., Карпенко М.И., Яшина Р.М.* Новые данные о калий-аргоновом возрасте базальтов западного борта Хубсугульского рифта // *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 309. № 4. С. 925 - 930.
12. *Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки. М.: Наука, 1987. 205 с.
13. *Кепежинскас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 201 с.
14. *Кислые и средние породы / Ред. Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* М.: Наука, 1987. 370 с.
15. *Кануков Б.Ю.* Петрология мезозойского калиевого вулканизма Центрального Алданского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 1992. 25 с.
16. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
17. *Коваленко В.И., Ярмолук В.В.* Эволюция магматизма в структурах Монголии // *Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии*. М.: Наука, 1991. С. 23 - 54.
18. *Комаров Ю.В., Киселев А.И., Лямина Н.А., Скоболо В.М.* Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья // *Петрография Восточной Сибири*. Т. 3. М.: Наука, 1965. С. 25 - 45.
19. *Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Первов В.А.* Новые данные о К-Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 303. № 2. С. 454 - 457.
20. *Лучицкий И.В.* Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. 293 с.
21. *Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.* Мезозойские магматические формации Алданского щита // *Советская геология*. 1971. № 7. С. 107 - 119.
22. *Махоткин И.Л.* Петрология пород лампроитовой серии Лено-Алданского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 1991. 28 с.
23. *Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии / ред. Ю.Г. Ионов.* М.: Наука, 1983. 231 с.
24. *Рассказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 287 с.
25. *Рассказов С.В.* Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, 1985. 141 с.
26. *Салтыковский А.Я., Генишафт Ю.С.* Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
27. *Самойлов В.С.* Позднемезозойский рифтогенный магматизм Южной Монголии // *Геология и геофизика*. 1989. № 9. С. 12 - 21.
28. *Самойлов В.С., Коваленко В.И.* Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 196 с.
29. *Сребродольская И.Н., Козубова Л.А.* О возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье // *Геология и геофизика*. 1976. № 7. С. 90 - 93.
30. *Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.* Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 166 с.
31. *Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Дрubeцкой Е.Р.* Новые данные о возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье // *Геология и геофизика*. 1992. № 5. С. 41 - 44.
32. *Ярмолук В.В.* Особенности структурной позиции континентальных рифтогенных структур Монголии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1986. № 9. С. 3 - 16.
33. *Ярмолук В.В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
34. *Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Этапы и динамика формирования магматизма Южно-Хангайской горячей точки мантии // *Геотектоника*. 1994. № 5. С. 28 - 45.
35. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
36. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А.* Южно-Байкальская "горячая точка" мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 312. № 1. С. 187 - 191.

37. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Геотектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии // Геотектоника. 1991. № 1. С. 69 - 83.
38. Fan Q., Hooper P.R. The Cenozoic Basaltic Rocks of Eastern China: Petrology and Chemical Composition // Jour. Petrology. 1991. V. 32. № 4. P. 765 - 810.
39. Guiraud R., Binks R.M., Fairhead J.D., Wilson M. Chronology and geodynamic setting of Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa // Tectonophysics. 1992. V. 213. № 1. P. 227 - 234.
40. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 107. P. 437 - 447.
41. Ma Xingyuan. Lithospheric dynamics of China // Episodes. 1988. V. 11. № 2. P. 84 - 90.
42. Ma Xingyuan, Wu Daning. Cenozoic extensional tectonics in China // Tectonophysics. 1987. V. 138. P. 243 - 255.
43. McCartney K., Hoffman A.R., Tredoux M. A paradigm for endogenous causation of mass extinctions // Geol. Soc. America. Spec. Paper. 1990. № 247. P. 125 - 138.
44. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419 - 426.
45. Stothers P.B., Rampino M.R. Periodicity in flood basalts, mass extinctions, and impacts; A statistical view and a model // Geol. Soc. America Special Paper. 1990. V. 247. P. 9 - 18.
46. Wilson M., Guiraud R. Magmatism and rifting in Western and Central Africa from Late Jurassic to Recent times // Tectonophysics. 1992. V. 213. P. 203 - 225.
47. Windley B.F., Allen M.B. Mongolian platen: Evidence for a Late Cenozoic mantle plume under Central Asia // Geology. 1993. V. 21. P. 295 - 298.
48. Yamaji A. Periodic hot spot distribution and small-scale convection in the upper mantle // Earth Plan. Sci. Letters. 1992. V. 109. P. 107 - 116.
49. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu. Hot-field tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 165 - 192.

Рецензент: В.Е. Хаин

The Late Mesozoic-Cenozoic Intraplate Volcanic Province in Central-East Asia: a Projection of Mantle Hot Field

V. V. Yarmolyuk*, V. I. Kovalenko*, V. G. Ivanov**

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow

**Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk

The Late Mesozoic-Cenozoic magmatic formations concentrated between the Siberian and Chinese platforms are considered as forming the Central Asian intraplate province. Here are widespread subalkaline basalts, alkaline basaltoids, and related rock associations with carbonatites and subordinate ongonites, trachyrhyolites, and Li-F-granites. The province includes several separated areas of volcanic activity, which are different in their time of generation, intensity of volcanism, and composition of volcanic rocks. In certain areas phases of volcanic activity lasted without significant breaks during the long periods of time (160 m. y.), and seem related to the hot-spot activity in the mantle. The most immense volcanic phases of this type are correlative in age and rock composition. It is suggested that there was "a hot field" in the mantle, which was responsible for the hot-spot activity and for the general evolution of the intraplate magmatism. The hot field also affected the Late Cenozoic collision in Central Asia.

УДК 551.242.3(571.5)

О СООТНОШЕНИЯХ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО, АЛДАНО-СТАНОВОГО И МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ТЕРРЕЙНОВ (ЮГ СРЕДНЕЙ СИБИРИ)

© 1995 г. Г. С. Гусев, В. Е. Хаин

*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва
Институт литосферы РАН, Москва*

Поступила в редакцию 17.05.94 г.

Забайкалье и прилегающие к нему с востока регионы представляют коллаж террейнов, главным образом, микроконтинентов с раннедокембрийской сиалической корой. Их причленение к Сибирскому кратону началось в конце раннего протерозоя и продолжалось в рифее, раннем и среднем-позднем палеозое. Их современный ансамбль окончательно оформился в позднем мезозое после замыкания главного для региона Монголо-Охотского океанического бассейна.

ВВЕДЕНИЕ

При взгляде на мелкомасштабную геологическую карту Сибири обращает на себя внимание клин складчатых сооружений, вдающийся с юга в структуру Сибирской платформы, между ее Иркутским выступом и Алданским щитом. Такого рода структуры Н.С. Шатский называл входящими углами платформ, а в американской литературе они получили название *geentrant*. Строение и история формирования Байкало-Витимского угла, охватывающего Байкальское, Патомское и Витимское нагорья, до сих пор остаются предметом коренных разногласий, которые начались еще с известного спора между В. А. Обручевым и Э. Зюссом, с одной стороны, и Л. де Лоне и М.М. Тетяевым – с другой, по вопросу о “древнем темени Азии”. Одной из причин разногласий явилось ненадежное обоснование возраста развитых здесь стратифицированных геологических комплексов, а с другой – очень широкое развитие гранитоидов, образующих самый крупный на Земле Баргузинский (Ангари-Витимский) ареал-плутон, вещественный состав и природа которого плохо исследованы. Это породило широкий разброс мнений о возрасте основных деформаций, создавших современную структуру региона – от карельского [47]; байкальского [41] до каледонского [4] и герцинского [39]. Оригинальная трактовка тектонической природы региона предложена Е.Е. Милановским в его обобщающем труде по геологии СССР [33]. Он отнес этот регион, как и другие структуры неясного строения (например, Тимано-Печерский и Таймырский), к категории метаплатформ.

Лишь в последние годы структурные [2, 48], изотопно-геохронологические [5, 6, 37, 44, 53, 54], петролого-геохимические [18 - 21, 27, 28, 31] и палеонтологические [24, 45, 46] исследования поз-

волили подойти к расшифровке строения и истории развития Байкало-Витимского региона с позиций современного геодинамического анализа [1, 18, 21, 23, 25]. На этой основе по результатам собственных исследований авторы пришли к выводу, что рассматриваемый регион Забайкалья представляет собой ансамбль из трех составных террейнов: Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского. Их причленение к Сибирскому кратону началось в протерозое, продолжалось в палеозое и мезозое [55]. Названные супертеррейны состоят из террейнов, подавляющая часть которых имеет докембрийский кристаллический фундамент (рис. 1).

БАЙКАЛО-ВИТИМСКИЙ СОСТАВНОЙ ТЕРРЕЙН И ЕГО ОГРАНИЧЕНИЯ

Этот супертеррейн или коллаж террейнов занимает входящий угол Сибирского кратона. Он имеет форму треугольника, вытянутого в меридиональном направлении, со скошенным основанием, образованным Монголо-Охотским швом и дугообразной Патомской вершиной. Боковые ограничения террейна – западное (Прибайкальский шов) и восточное (Жуинский шов) представляют собой сложные сдвигово-надвиговые зоны: левый сдвиг-надвиг на западе и правый – на востоке. Развитие пологих надвигов, переходящих в шарьяжи, с западной, Байкальской стороны и в Патомской вершине установлено трудами иркутских и московских геологов [2, 11]. Надвиги не только перекрывают край платформы, но и затрагивают его складчато-надвиговыми деформациями северо-западной вергентности, вплоть до свода Непско-Ботуобинской антеклизы. Причем в этих дислокациях участвует палеозойский чехол до силура включительно.

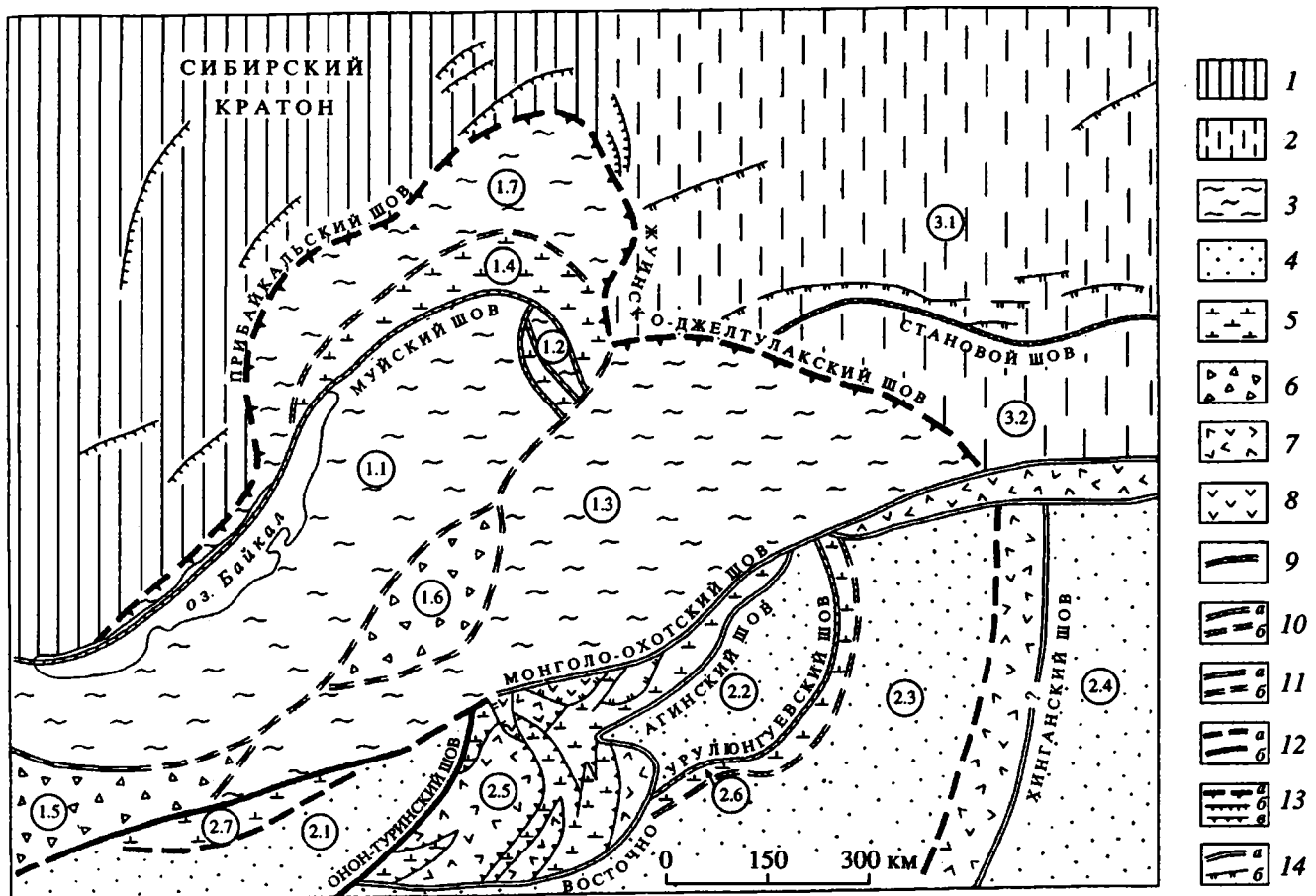


Рис. 1. Схема структурного районирования Забайкалья

1 – Сибирский кратон; 2–4 – составные террейны: 2 – Алдано–Становой, 3 – Байкало–Витимский, 4 – Монголо–Охотский; 5–8 – офиолитовые зоны: 5 – протерозойские, 6 – венд – кембрийские, 7 – средне–позднепалеозойские, 8 – раннемезозойские; 9–14 – сuture и ассоциирующие с ними разрывы: 9 – раннепротерозойские, 10 – рифей – раннепалеозойские (а – офиолитовые, б – безофиолитовые швы), 11 – раннепалеозойские (а – офиолитовые, б – безофиолитовые швы), 12 – средне–позднепалеозойские (а – офиолитовые, б – безофиолитовые швы), 13 – позднепалеозойские (а – безофиолитовые швы, б – внутриконтинентальные надвиги, в – шарьяжи в аккреционных призмах), 14 – мезозойские (а – офиолитовые швы, б – внутриконтинентальные надвиги).

Цифрами на схеме обозначены структуры: 1 – Байкало–Витимский составной террейн: 1.1. – 1.3 – микроконтиненты (1.1 – Хамардабан–Баргузинский, 1.2 – Северо– и Южномуийский, 1.3 – Малхано–Яблоновый (Западно–Становой)); 1.4–1.6 – офиолитовые зоны (1.4 – Байкало–Витимская, 1.5 – Джидинская, 1.6 – Удино–Витимская); 1.7 – Мамско–Бодайбинская шельфовая зона с Прибайкальским и Чуйско–Нечерским выступами раннепротерозойского основания; 2 – Монголо–Охотский составной террейн: 2.1–2.4 – микроконтиненты (2.1 – Даурский, 2.2 – Аргунский, 2.3 – Керулен–Гонжинский, 2.4 – Буреинский); 2.5–2.7 – офиолитовые зоны (2.5 – Агинско–Борщовочная, 2.6 – Урулюнгуевская, 2.7 – Куналейская); 3 – блоки Алдано–Станового составного террейна: 3.1 – Алданский, 3.2 – Становой.

Граница Байкало–Витимского составного террейна с Алданским щитом проводится по субмеридиональному Жуинскому разлому, правосторонняя природа которого отмечается многими исследователями [23, 15]. По наблюдениям Г.С. Гусева, этот разлом имеет надвиговую компоненту восточной вергентности. Об этом свидетельствуют характер структурных рисунков зеркал скольжения, кливажа и муллион–структур в плоскости надвига на р. Жуе (вблизи Мариинской скалы) и тектонические окна рифейских терригенно–карбонатных толщ, располагающихся на р. Ходокан

под аллохтоном, сложенным нижнепротерозойскими гранитами Ченчинского массива.

Южное продолжение Жуинского разлома, начиная с района, где он граничит со Становым поясом, проводится по–разному, главным образом из–за того, что он проходит по недостаточно изученной местности. В настоящее время очевидно, что его нельзя протягивать на юг в меридиональном направлении и тем более полагать, что он пересекает Монголо–Охотский шов, как это показано в монографии [15]. Логичнее считать продолжением восточного пограничного разлома

Байкало-Витимского составного террейна Джелтулакский разлом, отсекающий Становой пояс от Малхано-Яблонового поднятия, ошибочно рассматриваемого в качестве его непосредственного продолжения. В работах С.Н. Гавриковой и ее соавторов подчеркнута [5, 12], что Джелтулакский разлом разделяет зоны, различающиеся как по возрасту кристаллического фундамента, так и по характеру палеозойского и мезозойского магматизма. Джелтулакский разлом, как это следует из анализа его структурного рисунка на среднемасштабных геологических картах, имеет, несомненно, праводвигово-надвиговую природу.

Что касается Монголо-Охотского шва, то и он также сочетает черты надвига, вернее, поддвига с юга и правого сдвига. На юго-западе Забайкалья этот разлом уходит в Монголию и либо продолжается вдоль границы Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского микроконтинентов, как это показано на схемах И.В. Гордиенко [18], либо простирается южнее, а возможно, разветвляется. На востоке разлом ограничивает с юга Становой пояс и также имеет транспрессивную природу [36].

Внутреннее строение Байкало-Витимского супертеррейна характеризуется зональностью, наиболее отчетливо выраженной в его меридиональном сечении. Его внешней и юной зоной является **Байкало-Патомский краевой покровно-надвиговый пояс**, сложенный позднепротерозойскими и отчасти нижнепалеозойскими отложениями внутреннего шельфа южной окраины Сибирского континента. Этот пояс простирается вдоль западного побережья оз. Байкал и далее к северо-северо-востоку, образуя Патомскую дугу. Здесь с ним приходит в торцовое сочленение Уринская складчатая зона северо-восточного простиранья, отделяющая Алдано-Становой щит от основной части Сибирского кратона. Анализ геологических карт и наблюдения по р.р. Лене, Большой Патом и Жуя свидетельствуют о том, что покровно-складчатые сооружения Патомской дуги и прилегающих частей Сибирского кратона (Нюйско-Джербинская и Березовская впадины, Уринская зона, Ботубинская антеклиза) были сформированы, скорее всего, в конце среднего и позднем палеозое. Как в Патомской дуге, так и в прилегающих зонах Сибирского кратона развиты непрерывные разрезы рифея, венда, кембрия, ордовика, силура и реже девона. В низовьях р. Бол. Патом кембрийские толщи содержат силлы диабазов патомского или жаровского комплекса петрографически и геохимически однотипного с верхнедевонскими (франскими) базальтами Кемпендйской и Ыгыаттинской впадин среднепалеозойского Вилюйского рифта или Патомско-Вилюйского авлакогена [32]. В Патомской дуге и в Уринской зоне складки и надвиги перекрыты горизонтально лежащим плащом нижнеюрских отложений укугутской свиты. В Ботубинской антеклизе на

деформированных нижнепалеозойских толщах, кроме юрских, горизонтально залегают тела позднепермско-раннетриасовых траппов Сибирской провинции.

Следующая, более внутренняя, **Чуйско-Тонодско-Нечерская зона** также образует выпуклую на север дугу, вписанную в Байкало-Патомскую и отделенную от нее охарактеризованными выше Прибайкальским и Жуинским швами – крупноамплитудными надвигами. Минимальная амплитуда шарьяжных перекрытий по Прибайкальскому шву на р. Витим составляет 30 км, а по Жуинскому шву на р. Ходокан – 25 км.

Чуйско-Тонодско-Нечерская зона состоит из цепочки выступов нижнепротерозойских метаморфических толщ (чуйской, албазинской, Михайловской и нечерской толщ) и прорывающих их гранитов Чуйского комплекса [54]. На юго-западном крыле Чуйского поднятия метаморфические толщи перекрываются эффузивами Аkitканского вулканического пояса. Выступы метаморфического основания в Чуйском выступе сложены гнейсами (двуслюдяными, биотитовыми, амфибол-биотитовыми), мигматитами и тремолитовыми мраморами, а также менее метаморфизованными сланцами, метапесчаниками и метаэффузивами среднего и кислого составов. В Тонодском поднятии развиты метапесчаники, метаалевролиты и хлорит-серицитовые сланцы, которые вмещают пластовые тела метабазитов кевактинского комплекса. В Нечерском поднятии преобладают гнейсы, менее распространены метапесчаники, филлитовые, часто углеродистые сланцы [47]. Геодинамическая природа этих образований, по строению разрезов и составов пород существенно отличающихся от разновозрастных осадочных пород Удоканского прогиба, не исследована. Можно предположить, что метаморфические толщи Тонодского выступа формировались в обстановке окраинного моря. На это указывают составы метабазитов кевактинского комплекса, которые представляют собой низкокалиевые и низкотитанистые породы, близкие по этим параметрам и содержаниям редких элементов (ниобия, лантана, иттрия, циркония, никеля, кобальта и хрома) к базальтам островодужных обстановок [42]. Однако составы и текстурные особенности осадочных пород, ассоциирующих с кевактинскими метабазитами, свидетельствуют против возможности формирования их в пределах вулканической островной дуги.

Природа Аkitканского вулканического пояса, сложенного слабдеформированными субщелочными среднекислыми лавами с небольшим количеством базальтовых порфиритов, а также толщами континентальных осадочных пород, трактуется неоднозначно. Пояс рассматривается как структура тектономагматической активизации [9], как активная континентальная окраина [7] или как зона континентального рифта. Немногочисленные

данные по содержаниям редких и редкоземельных элементов свидетельствуют о сходстве изверженных пород Актиканского пояса с породами внутриплитных обстановок и активных континентальных окраин [20]. Более предпочтительным, по-видимому, следует признать вариант коллизионной природы Актитканского вулканического пояса, а также пространственно и по возрасту тесно связанных с ним пояса гранитных батолитов Чуйского и Тонодского поднятий [30]. По индикаторным соотношениям La и Nb магматические породы Актитканского пояса являются аналогами кайнозойских коллизионных вулканитов Восточной Анатолии [58].

Южнее Чуйско-Тонодско-Нечерской дуги в вершине Байкало-Витимского "входящего угла" располагается широкое поле осадочных пород Мамско-Бодайбинской зоны. Основная часть разреза, сложенная зрелыми песчаниками, алевролитами, углеродистыми глинистыми сланцами и карбонатными породами, несомненно, формировалась в обстановке относительно глубоководного внутреннего шельфа пассивной окраины. Южнее Бодайбокского шва в районе г. Бодайбо эти образования сменяются флишево-олистоостромовыми толщами континентального склона и задугового бассейна. В работе [21] этот бассейн назван Дюлюн-Уранским. Основание разреза шельфового комплекса Мамско-Бодайбинской зоны вскрывается в обрамлении – на крыльях Чуйского, Нечерского и Тонодского поднятий. В базальной части развиты кварциты и высокоглиноземистые сланцы пурпальной свиты – породы метаморфизованной коры выветривания [17]. Выше залегает толща metabазальтов медвежьей свиты, постепенно сменяющихся вверх зелеными сланцами, метапесчаниками и олистоостромовыми толщами, матрикс которых сложен черными и зелеными сланцами, а олистоолиты представлены угловатыми и округлыми глыбами и валунами гранито-гнейсов, гранитов и кварцитов. Мощность вулканогенно-олистоостромовой медвежьей свиты колеблется от 200 до 1800 м. Вулканические породы медвежьей свиты представлены выдержанными по составу низкокальциевыми толеитовыми базальтами. С базальтами медвежьей свиты коррелируются диабазы чайского дайкового комплекса. Наибольшее сходство по геохимическим параметрам metabазальты медвежьей свиты и диабазы чайского комплекса имеют с низкокальциевыми базальтами Сибирской и других трапповых провинций [42]. Вещественный состав медвежьей свиты, положение в разрезе между континентальными корами выветривания и шельфовыми карбонатными разрезами, резкие изменения мощностей однозначно свидетельствуют о рифтовой природе этой части разреза Мамско-Бодайбинской зоны. Географическое положение и возрастная корреляция и геохимические особенности свидетельст-

вуют о том, что континентальные толеиты медвежьей свиты, как и низкокальциевые базальты фанерозойских трапповых провинций формировались в этап континентального рифтогенеза, перерастающего в образование океанических бассейнов [16], в данном случае наиболее вероятно Байкало-Витимского океанического бассейна, расположенного к югу от Мамско-Бодайбинского шельфа.

Байкало-Витимский или Муйский офиолитово-островодужный пояс – самый примечательный элемент строения Байкало-Витимского супертеррейна. Пояс протягивается от берегов Байкала до долины Витима. Присутствие в нем протерозойских офиолитов установлено достаточно давно [22, 26], но твердо доказано в последние годы [21]. Все еще остается дискуссионным возраст – раннепротерозойский [41, 47], раннепротерозойский и рифейский [28], раннерифейский [24], средне-позднерифейский [46]. Сейчас этот спор, так же как и дискуссия о возрасте осадочных толщ Бодайбинского шельфа, решается в пользу рифейского варианта, поскольку в вулканических толщах Муйского сегмента пояса были обнаружены верхнерифейские органические остатки [46], а радиометрические датировки дали цифры порядка 1.0 млрд. лет [40].

В Байкало-Витимском поясе давно известны вулканы, от основных до кислых, слагающих, как первоначально предполагали, единую мощную толщу, названную Л.И. Салопом [41] киянской (позднее ей был присвоен ранг серии). Новые исследования показали, что основная часть разреза киянской серии, представленная толеитовыми и известково-щелочными базальтами, риолитами и в меньшей степени андезитами, имеет островодужную природу [21]. Было опознано три вулканических дуги, которые, вполне возможно, представляют собой тектонически расчлененные фрагменты единой вулканической дуги. Вулканикам киянской серии комагматичны интрузивные тела габбро-тоналит-плагиогранитного состава, обычно выделяемые в муйский плутонический комплекс. Меньшая часть разреза киянской серии, сложенная толеитовыми базальтами, близкими к базальтам Т- и Е-типов современных срединно-океанических хребтов, пространственно связана с комагматичными им расслоенными габбро, амфиболитами дайкового (?) комплекса и альпинотипными ультрабазитами Парамского и Шаманского массивов. Эта типичная офиолитовая ассоциация, вероятно, слагает аккреционную призму и (или) фундамент островных дуг. Однако в составе пояса присутствуют и глыбы древней, относимой к архею, континентальной коры. Это Северо-Муйская и Южно-Муйская глыбы, представляющие единый микроконтинент, расчлененный Муйским грабеном Байкальской рифтовой системы. Офиолиты слагают узкие полосы, обрамляющие микроконтинент, и

маркируют положение коллизионных сутур [25]. В Западном (Северо-Байкальском) сегменте Байкало-Витимского пояса, кроме офиолитов, принципиально сходных с фанерозойскими, но характеризующихся отсутствием базальтов N-типа, выявлены фрагменты коматит-базальтовой ассоциации, что указывает на возможно раннедокембрийский возраст этой ассоциации [27]. На южном фланге Муйского сегмента (р. Кияляна) выявлена другая островодужная офиолитовая ассоциация, составными частями которой являются бониниты и высокомагнезиальные андезиты. Эти новые данные однозначно указывают на гетерогенную природу Байкало-Витимского пояса [28].

Сооружения Мамско-Бодайбинской шельфовой зоны, Байкало-Витимского пояса и разделяющих их Дюлюн-Уранского задугового бассейна характеризуются сложной покровно-складчатой структурой южной вергентности. Первый этап формирования этих сооружений – довендский, поскольку на образованиях Байкало-Муйского пояса, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации, залегают толщи неметаморфизованных бимодальных субщелочных вулканитов, пестроцветных гравелитов и песчаников поздне-рифейской (?) падринской свиты (р. Витим), а также венд-кембрийские валунно-конгломератовые (холоднинская, падроканская свиты) и терригенно-карбонатные толщи Холоднинской, Мамаканской, Янгудинской грабенообразных структур. С этим этапом тектонической коллизии в Байкало-Витимском поясе, вероятно, связано внедрение венд-нижнекембрийских (556 ± 16 млн. лет) гранитоидов лесного комплекса [44]. Второй, средне-позднепалеозойский, этап деформаций наиболее отчетливо проявлен в Чуйско-Нечерской зоне и прилегающей части Мамско-Бодайбинского прогиба. Он связан с шарьированием этих сооружений на рифейские и нижнепалеозойские прогибы Байкало-Патомской зоны и прилегающих районов Сибирской платформы. С этим этапом деформаций связан региональный метаморфизм осадочного чехла Мамско-Бодайбинского прогиба, становление гранито-гнейсовых куполов и внедрение широкого спектра гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса с возрастом 340 - 270 млн. лет [10].

Необходимо отметить, что в строении и истории становления северной части Байкало-Витимского супертеррейна остается много спорных вопросов, касающихся в первую очередь возраста вулканоплутонических образований Байкало-Витимского пояса и осадочного чехла Мамско-Бодайбинского прогиба. Как отмечалось выше, находки микрофоссилий в отложениях киялянской серии Муйского пояса и осадочном чехле Бодайбинского прогиба склоняют чашу весов в пользу средне-позднерифейского возраста океанических и островодужных вулканитов Муйского пояса, рифейского возраста нижних частей разреза и

вендского возраста верхних частей разреза осадочного чехла Бодайбинского прогиба. Вместе с тем, новые биостратиграфические разработки не являются абсолютно надежными. Они базируются на слабо исследованных органических остатках, и поэтому полученные результаты не должны восприниматься как окончательные [46]. Вполне возможен возврат к прежним представлениям о раннепротерозойском возрасте обсуждаемых образований. Это связано с геохимическими особенностями вулканических пород Муйского пояса и Бодайбинского прогиба, а также с некоторыми результатами определения абсолютного возраста. Детальные исследования метабазальтов офиолитовой ассоциации из разных частей Муйского пояса свидетельствуют об отсутствии примитивных базальтов N-типа, что, как известно, характерно для раннедокембрийских ассоциаций. Метабазальтам свойственна и другая раннедокембрийская геохимическая специфика – высокие содержания крупноионных литофильных элементов и железа [21, 27, 28]. Примечательно, что такие же геохимические особенности характерны для метабазальтов ольхонской серии Западного Прибайкалья [31]. Эти образования приурочены к той же сутуре, что и офиолиты Муйского пояса. Они традиционно относились к раннему докембрию, но сейчас предполагается их каледонский возраст [48].

Теперь обратимся к Бодайбинскому прогибу. Как отмечалось выше, в основании чехла залегают существенно базальтовые толщи медвежьей свиты, относимые к нижнему рифею [45]. По геохимическим параметрам эти породы неотличимы от низкокальциевых траппов Сибирской платформы. Они также близки к T-базальтам Муйского пояса. Низкокальциевые континентальные толеиты являются комплексами-показателями зарождения новых океанических бассейнов [16]. В рассматриваемом регионе таким океаническим бассейном мог быть только Муйский. Следовательно, надо говорить об одновозрастности континентальных толеитов медвежьей свиты Бодайбинского прогиба и океанических офиолитов Муйского пояса [47]. Таким образом, историко-геологические критерии свидетельствуют о раннерифейском возрасте вулканитов Муйского пояса, если относить медвежьевскую свиту Бодайбинского прогиба к раннерифейским образованиям. А о раннерифейском или еще более древнем возрасте медвежьевской свиты свидетельствуют свинец-свинцовые датировки возраста метаморфизма осадочного чехла Бодайбинского прогиба – 1562 млн. лет для Мамской зоны и 1602 млн. лет для Бодайбинской зоны [53].

Таким образом, существуют объективные данные, указывающие как на средне-позднерифейский, так и более древний возраст образований Бодайбинского прогиба и Муйского пояса. По-видимому, эти противоречия могут быть

преодолены, если принять точку зрения Э.Г. Конникова [28] о гетерогенности Муйского пояса: тектоническом совмещении в нем раннепротерозойских и рифейских образований. Такое же тектоническое совмещение имеет место и в покровно-складчатых сооружениях Бодайбинского прогиба. Представляется, что модель коллажа разновозрастных террейнов заслуживает специального изучения. В этой модели естественное место занимают представления Л.И. Салопа о существовании в пределах Муйского пояса и Бодайбинского прогиба байкальских зон. Но все же эти сооружения нельзя рассматривать в качестве собственно байкалид, поскольку окончательное совмещение разновозрастных микротеррейнов, скорее всего, произошло в среднем-позднем палеозое.

Следующим к югу структурным элементом Байкало-Витимского супертеррейна является **Баргузино-Витимский срединный массив** – микроконтинент. Основанием для его выделения служит присутствие среди провесов кровли Баргузино-Витимского батолита, выходов глубоко-метаморфизованных сиалических образований раннедокембрийского возраста и венд-кембрийского неметаморфизованного осадочного чехла. На юго-западе эта глыба древней континентальной коры продолжается в Хамардабанскую глыбу и может быть названа **Хамардабан-Баргузинской**. С юга микроконтинент ограничен швом, за которым располагается следующая зона Байкало-Витимского супертеррейна – **Джида-Витимская**, состоящая из Джидинского и Удино-Витимского сегментов. Джида-Витимская венд-кембрийская зона имеет совершенно иную, чем Хамардабан-Баргузинский микроконтинент, а именно островодужную и окраинноморскую природу. Эта зона протягивается из Северной Монголии, где ее западное продолжение срезано упоминавшимся уже широтным разломом – сдвигом, возможной ветвью Монголо-Охотского шва. Джидино-Витимская зона первоначально могла образовывать тройное сочленение с Озерной зоной Западной Монголии. На северо-востоке, на р. Витим, данная зона упирается в южное продолжение Жуинского разлома и им срезается.

Джида-Витимская зона в палеотектоническом плане отвечает бассейну с корой океанического типа, сохранившейся в Джидинской зоне в виде офиолитов венд-раннекембрийского возраста, но в раннем-среднем кембрии формировались вулканические дуги [18]. В бассейне р. Уды и в верховьях р. Витим, как показала В.Г. Беличенко [4], вулканогенно-осадочные образования в западном направлении постепенно замещаются мощными осадочными толщами Хамардабан-Баргузинского микроконтинента – шельфа Джида-Витимского окраинного моря. В салаирскую эпоху в Джида-Витимской зоне имели место складчатые деформации, но морской бассейн замкнулся значительно позднее, о чем свидетельствуют недав-

ние находки среднепалеозойских морских отложений [15].

Южным ограничением Джида-Витимской энзиматической складчатой зоны служит **Малхано-Яблоновая зона**. Это самый южный структурный элемент Байкало-Витимского коллажа, который непосредственно граничит на юго-востоке с Монголо-Охотским поясом по одноименному шву. Малхано-Яблоновая зона, имеющая в основании раннедокембрийский сиалический фундамент, находится на западном продолжении Станового пояса и ранее рассматривалась как составная часть Алдано-Станового щита Сибирского кратона [34]. Однако к настоящему времени стала ясной самостоятельность этих структур [5]. Их разделяет Джелтулакский шов, окончательное сочленение по которому Малхано-Яблоновой зоны и Байкало-Витимского супертеррейна с Сибирским кратоном произошло в среднем-позднем палеозое. Малхано-Яблоновая зона имеет многоярусное строение. Раннедокембрийский фундамент прорывается плутоном нижнепалеозойской габбро-диорит-гранодиоритовой формации, ассоциирующей с редкими фрагментами вулканических венд-кембрийской (?) солонцовской свиты [13]. Следующий комплекс представлен позднепалеозойско-раннетриасовыми известково-щелочными (на востоке) и щелочными (на западе) вулканоплутоническими образованиями Малхано-Яблонового или Селенгино-Витимского краевого вулканического пояса, подробно охарактеризованного И.В. Гордиенко [18].

Формирование раннепалеозойского и позднепалеозойского структурно-вещественных комплексов мы связываем с субдукцией коры Монголо-Охотского океанического бассейна. В раннем палеозое Малхано-Яблоновый сиалический блок являлся фундаментом зрелой островной дуги, в тылу которой формировались тыловая часть вулканической дуги (Удино-Витимская зона) и шельфовый бассейн Хамардабан-Баргузинского микроконтинента. В позднем палеозое Малхано-Яблоновая зона представляла собой внешнюю часть Байкало-Витимской активной континентальной окраины [29].

АЛДАНО-СТАНОВОЙ СЛОЖНЫЙ ТЕРРЕЙН

Алдано-Становой сложный террейн состоит из двух крупных блоков раннедокембрийской континентальной коры – террейнов второго порядка, которые первоначально развивались самостоятельно, представляя, вероятно, обломки эпипангеического суперконтинента (Пангея О) [49]. Эти блоки имеют разную историю раннедокембрийского развития.

А л д а н с к и й б л о к состоит из двух гранит-зеленокаменных областей (Олекминская на западе, Батомгская на востоке), между которыми

расположен гранулитогнейсовый Центральнo-Алданский пояс, надвинутый на смежные зеленокаменные пояса. Гранулитогнейсовый пояс представляет, скорее всего, продукт коллизии зеленокаменных поясов в конце архея - начале протерозоя. Структуры Алданского блока ориентированы меридионально, что наиболее отчетливо видно по простираниям зеленокаменных трогов.

Становой блок (пояс) ориентирован широко и сложен архейскими породами, интенсивно переработанными в раннем протерозое различными интрузиями этого возраста. Его северным ограничением служит Становой шов, к зоне которого приурочена цепочка габбро-анортозитовых плутонов раннепротерозойского возраста. Это обстоятельство служит указанием на то, что "стыковка" между Становым поясом и Алданским щитом произошла в раннем протерозое и с этого времени они выступали как единый геоблок. Однако движения по Становому шву продолжались и много позднее. В мелу, по сопряженным со Становым швом Чульманскому и Токинскому надвигам, произошло шарьирование Станового блока на Алданский щит. Одновременно Алданский щит и Становой пояс явились ареной плутонической и вулканической деятельности и представляли собой крайне западный сегмент Охотско-Чукотской позднемезозойской активной континентальной окраины [38].

Проблема времени причленения Алдано-Станового супертеррейна к основной части Сибирского кратона дискуссионна. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что рифейские палеокоординаты Сибирского кратона и Алдано-Станового блока значительно отличаются и только в венде-кембрии они становятся одинаковыми [25].

МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СЛОЖНЫЙ ТЕРРЕЙН

Традиционно считается, что Монголо-Охотский пояс является продолжением в пределах России Хангай-Хэнтэйской зоны впадин, выполненных мощными средне-позднепалеозойскими терригенными толщами. Вырождаясь на западе, эта система впадин расширяется и углубляется в пределах Восточного Забайкалья и продолжается в Приамурье [15, 52, 57].

Монголо-Охотский пояс, как и Байкало-Патомская область, представляет собой коллаж террейнов, разграниченных офиолитовыми швами (рис. 1). Даурский, Северо-Аргунский, Керулено-Гонжинский и Буреинский террейны в своей основе являются сиалическими блоками с раннекембрийской корой. Исследования Г.С. Гусева и А.И. Пескова, результаты которых частично опубликованы [19, 56], показали, что Агинско-Борщовочный блок, относящийся некоторыми исследователями к срединным массивам [3], пред-

ставляет палеозойско-мезозойское аккреционное сооружение. В нем тектонически совмещены: а – океанические офиолиты и офиолиты океанических островов, вулканогенно-осадочные элементы которых закартированы в качестве рифейских кулиндинской и ононской свит, а также альпийнотипных ультрабазитов на р. Шилке вблизи города Сретенска; б – офиолиты задуговых бассейнов, представленные в районе Шерловой Горы мелкими телами серпентинитов, габбро и вулканогенно-осадочными толщами усть-борзинской (девон) и уртуйской (карбон) свит, а в районе устья р. Туры базальто-терригенными толщами бутувкенской свиты (верхний триас); в – островодужные образования поздне триасового возраста, представленные габбро-плаггиогранитным береинским плутоническим комплексом и базальт-андезит-риолитовой вулканогенной каменной свитой; г – вероятно флишево-олистостромовыми толщами преддугового прогиба – позднепермско-раннетриасовыми толщами борзинской серии и других местных подразделений. Все перечисленные выше образования с резким несогласием перекрыты верхнемезозойскими континентальными осадочно-вулканогенными толщами и прорваны гранитными интрузиями. Геохимические параметры вулканических пород средне-позднеюрского возраста указывают на их происхождение в обстановке активной континентальной окраины [29].

ОСНОВНЫЕ ВЕХИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

В рассматриваемом регионе имеется несколько глыб созданной в архее континентальной коры, которые первоначально могли входить в состав эпипалеозойского суперконтинента – Пангеи О [49]. В начале протерозоя он подвергся деструкции, приведшей к разобщению и отодвиганию глыб друг от друга на неизвестное расстояние. Это площадью в десятки и первые сотни км² Муйская, Хамардабан-Баргузинская и Малхано-Яблоновая архейские глыбы Байкало-Витимского составного террейна; Даурская, Северо-Аргунская Керулен-Гонжинская и Буреинская глыбы Монголо-Охотского пояса, которые составляют ядра микроконтинентов, разграниченные между собой офиолитовыми швами. Развитие шельфовых образований (Удоканский прогиб Алданского щита), задугового бассейна (Чуйско-Нечерская зона), островодужного комплекса (Муйский пояс), островодужного и окраинноморского комплекса в Приольхонье [31], а также в Джелтулакской зоне [21] свидетельствует о том, что архейские глыбы Сибирского кратона и Алданского щита были отделены от микроконтинентов Забайкалья раннепротерозойским океаническим бассейном. Судя по тому, что микроконтиненты Забайкалья разделены между собой

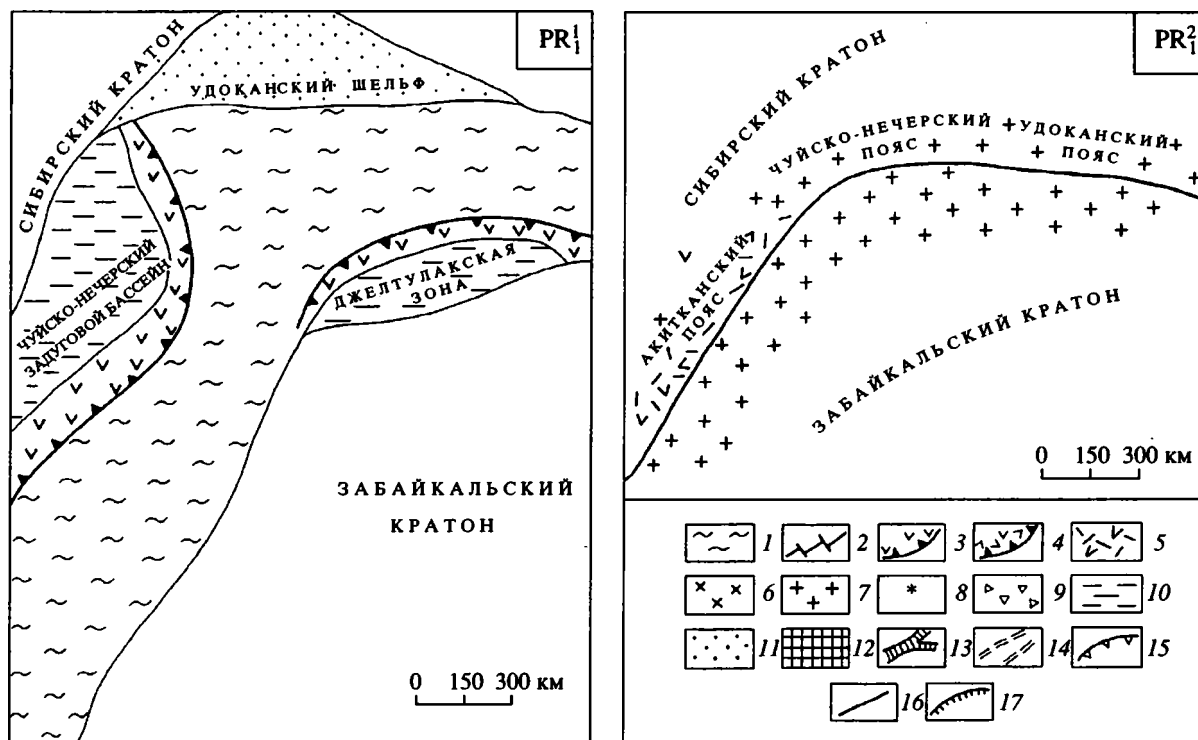


Рис. 2. Палеогеодинамические схемы начала и конца раннего протерозоя

1 – океанические бассейны, 2 – срединно-океанические хребты, 3 – островные дуги и положение зоны Беньофа, 4 – активные окраины и положение зоны Беньофа, 5 – коллизионные вулканические пояса, 6 – пояса гранитных батолитов активных континентальных окраин, 7 – пояса гранитных батолитов коллизионных зон, 8 – щелочные плутоны континентальных рифтов, 9 – флишево-олистоостровные образования аккреционных призм активных континентальных окраин, 10 – задуговые бассейны, 11 – шельфовые бассейны, 12 – высоко поднятые борта континентальных рифтов и остаточные горные гряды, 13 – рифтовые трого, 14 – дайковые пояса в обрамлении рифтовых трого, 15 – 16 – сутуры (15 – надвигово-сдвигового типа, 16 – сдвигового типа), 17 – надвиги.

более молодыми, чем ранний протерозой, офиолитовыми швами, не исключено, что в раннем протерозое они входили в состав единого Забайкальского кратона (рис. 2).

Во второй половине раннего протерозоя (1900 - 1700 млн. лет) на рассматриваемой территории, как и на всей Земле [49], широко проявились коллизионные процессы, связанные здесь со столкновением Сибирского кратона с Забайкальским. Свидетельствами этого столкновения являются покровно-складчатые деформации в Удоканском прогибе и других сооружениях, широкие проявления метаморфизма, формирование гранитных батолитов S-типа в Чуйско-Нечерской зоне, Удоканском прогибе и в обрамлении Хамардабан-Баргузинского и Малхано-Яблонного микроконтинентов. Одновозрастные этим гранитам эффузивы Аkitканского вулканического пояса, как отмечалось выше, относятся к коллизионным образованиям (рис. 2).

Становой пояс должен был занимать иное положение, но в конце раннего протерозоя он прикнул к Алданскому кратону, образовав Алдано-Становой блок, будущий щит Сибирской плат-

формы. Возможно, впрочем, что это произошло много позже. Так или иначе смещение Алданского или Алдано-Станового террейна к северу должно было сопровождаться его левосторонним перемещением относительно Байкало-Витимского террейна.

В раннем или среднем (?) рифее к северу от южного (Забайкальского) континента, северным краем которого являлся Хамардабан-Баргузинский блок, раскрылся Муйский океанический бассейн, а севернее после континентального рифтогенеза, маркируемого по континентальным толлитам и обвально-оползневым олистоостровам медвежьей свиты, началось формирование пассивной окраины – Бодайбинского шельфа. Шельфовую, а не преддуговую [27], природу имеют рифейские образования Хамардабан-Баргузинского блока (рис. 3). Апофиз Муйского океана – одна из ветвей тройного сочленения, через Уринскую зону (деформированный континентальный рифт) протянулась в сторону будущей Вилюйской синеклизы – скрытой зоны сочленения Сибирского кратона с Алдано-Становым супертеррейном.

Вероятно, вскоре в Муйском (Байкало-Витимском) бассейне сформировались вулканическая

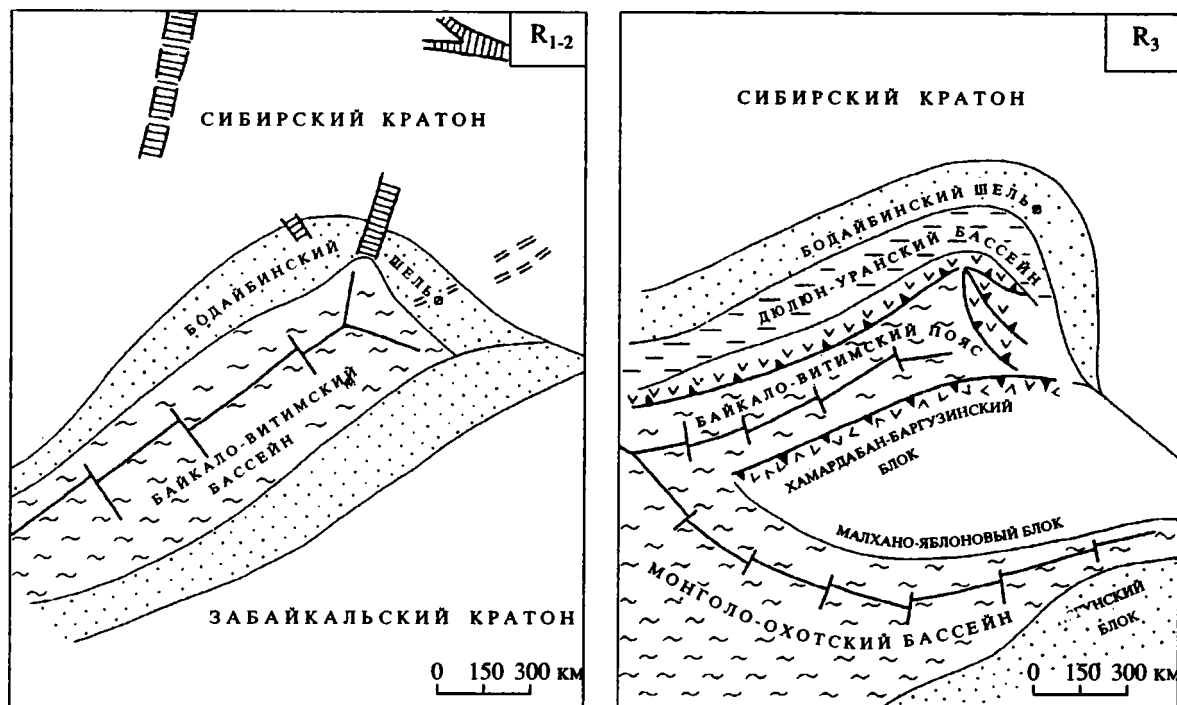


Рис. 3. Палеогеодинамические схемы рифея (условные обозначения см. рис. 2).

дуга и тыловой Дюлюн-Уранский бассейн. Позднее, но также в рифее, произошло заложение Монголо-Охотского бассейна. В отличие от более древнего Муйского океанического бассейна, в рифейском Монголо-Охотском бассейне формировались океанические толеты всех трех типов, причем N-тип MORB являлся преобладающим. Более разнообразны были и ультрабазиты меланократового фундамента, представленные лерцолитами, гарцбургитами и дунитами [19]. Океанические бассейны Забайкалья составляли ветви обширного Палеоазиатского океана. Муйские офиолиты являются продолжением офиолитового пояса, устанавливаемого на западной периферии Сибирского кратона [50]. В качестве их восточного продолжения следует рассматривать рифейские офиолиты Агинско-Борщовочной зоны. Современное, далеко выдвинутое по Байкало-Патомской и Удино-Витимской шовным зонам, положение Муйские офиолиты заняли в раннем и среднем-позднем палеозое.

В конце рифея произошло столкновение островной дуги Муйского бассейна с Хамардабан-Баргузинским блоком, что фиксируется по резко несогласному залеганию вендских отложений Холоднинской, Янгудинской, Мамаканской и других впадин на островодужных образованиях и толщах Дюлюн-Уранского задугового бассейна. Вероятнее всего, в это же время были сформированы покровно-складчатые, запрокинутые на юг, сооружения Бодайбинского шельфа. Однако в Патомской зоне, как, впрочем, и на всем юго-вос-

точном обрамлении Сибирской платформы, деформации байкальского возраста не фиксируются. Это свидетельствует о том, что Байкало-Витимский регион все еще находился на значительном удалении от Сибирского кратона и его краевой Патомской зоны. Патомскую зону нельзя считать внутренней частью Бодайбинского шельфа. Возможен вариант "мягкого" причленения к Сибирскому кратону, как это имело место и с причленением Алдано-Станового террейна к основной части Сибирского кратона. После этого на Сибирском кратоне начал формироваться платформенный чехол.

Вендские образования Хамардабан-Баргузинского блока повсеместно представлены мощными грубообломочными толщами, выполняющими грабенообразные впадины. В Баргузинском хребте с ними ассоциируют высокотитанистые субщелочные базальты [8], что указывает на рифтогенные условия формирования этих впадин, перекрытых карбонатным чехлом шельфовых образований. Одновременно с рифтогенезом на севере, на юге раскрылся глубоководный Джидо-Витимский бассейн, отделивший Малхано-Яблоньский блок от Хамардабан-Баргузинского. Удино-Витимский бассейн, вероятнее всего, является задуговым: формирование островодужных образований в Джидо-Витимской зоне, на юго-восточном крыле Удино-Витимского бассейна и многочисленных плутонов габбро-диорит-гранитного состава в Малхано-Яблоньской зоне [15] связано, по-видимому, с субдукцией северного края Монголо-Охотского океанического бассейна. Вдоль его

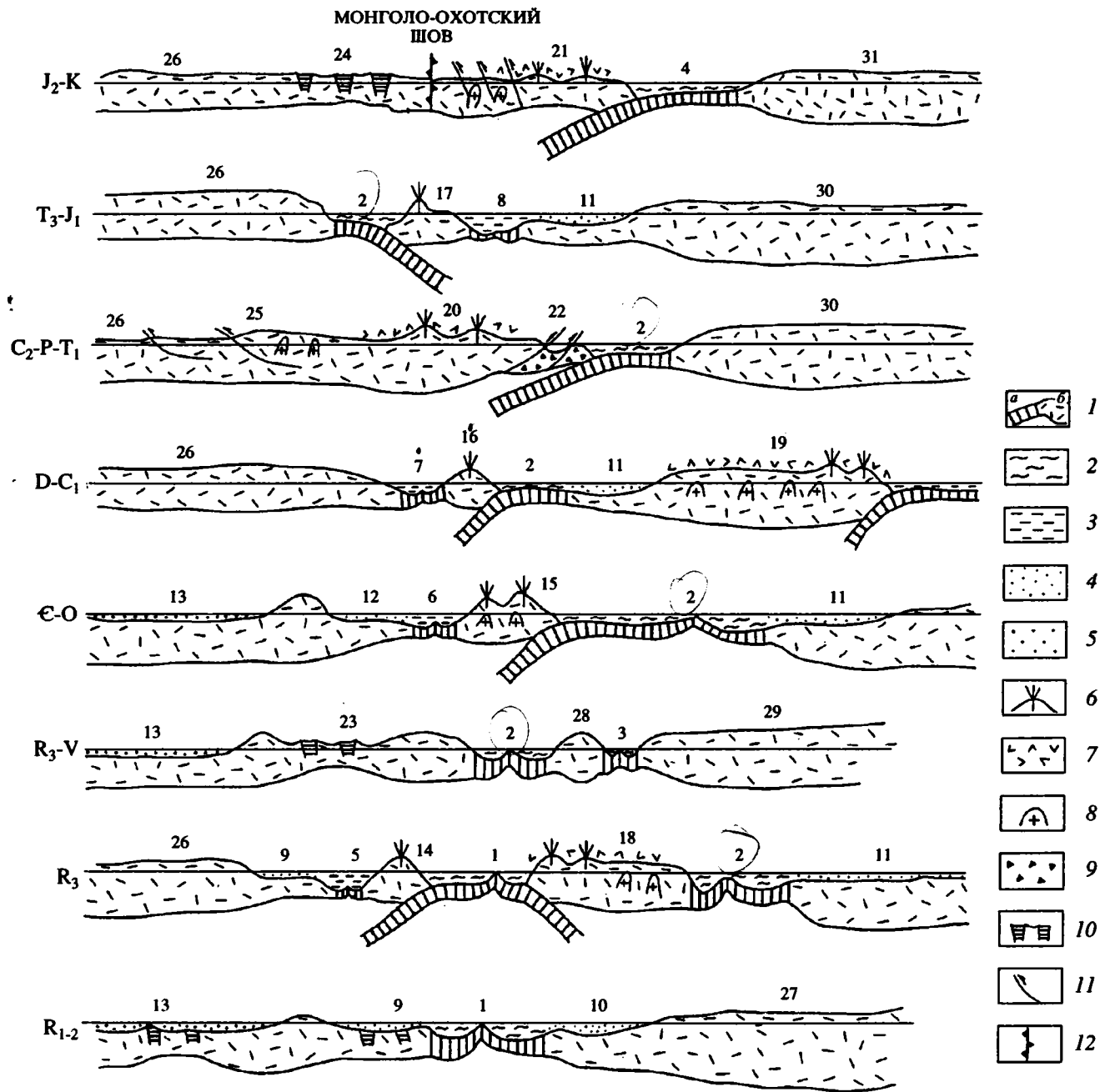


Рис. 4. Реконструкции последовательности формирования структур Забайкалья

1 – океаническая (а) и континентальная (б) кора, 2 – океанические бассейны, 3 – задуговые бассейны, 4 – шельфовые бассейны, 5 – внутриконтинентальные бассейны, 6 – вулканические островные дуги, 7 – вулканические образования активных континентальных окраин, 8 – плутонические образования островных дуг и активных континентальных окраин, 9 – аккреционные призмы, 10 – рифтовые трюги, 11 – надвиги, 12 – офиолитовые швы.

Цифрами на профилях обозначены структуры: 1 - 4 – океанические бассейны:

1 – Муйский (Байкало-Витимский), 2 – Монголо-Охотский, 3 – Урулунгуевский, 4 – Хинганский; 5 - 9 – задуговые бассейны: 5 – Дюлюн-Уранский, 6 – Удино-Витимский, 7 – Шерловогорский, 8 – Устьуринский; 9 - 12 – шельфовые бассейны: 9 – Бодайбицкий, 10 – Хамардабан-Баргузинский, 11 – Аргунский, 12 – Баргузинский; 13 – внутриконтинентальные бассейны Сибирского кратона; 14 - 17 – островные дуги: 14 – Муйская, 15 – Малхано-Яблоновая, 16 – Агинская, 17 – Каменская; 18 - 21 – вулканоплутонические пояса активных континентальных окраин: 18 – Баргузинский, 19 – Центрально-Монгольский, 20 – Малхано-Яблоновый (Селенгино-Витимский), 21 – Болшехинганский; 22 – Агинская аккреционная призма; 23 - 24 – рифтовые зоны: 23 – Баргузинская, 24 – Забайкальская; 25 – Байкало-Патомская зона тыловых надвигов; 26 - 27 – кратоны: 26 – Сибирский, 27 – Забайкальский; 28 - 31 – микроконтиненты: 28 – Аргунский, 29 – Керулен-Гонжинский, 30 – Аргуно-Керуленский, 31 – Бурейский.

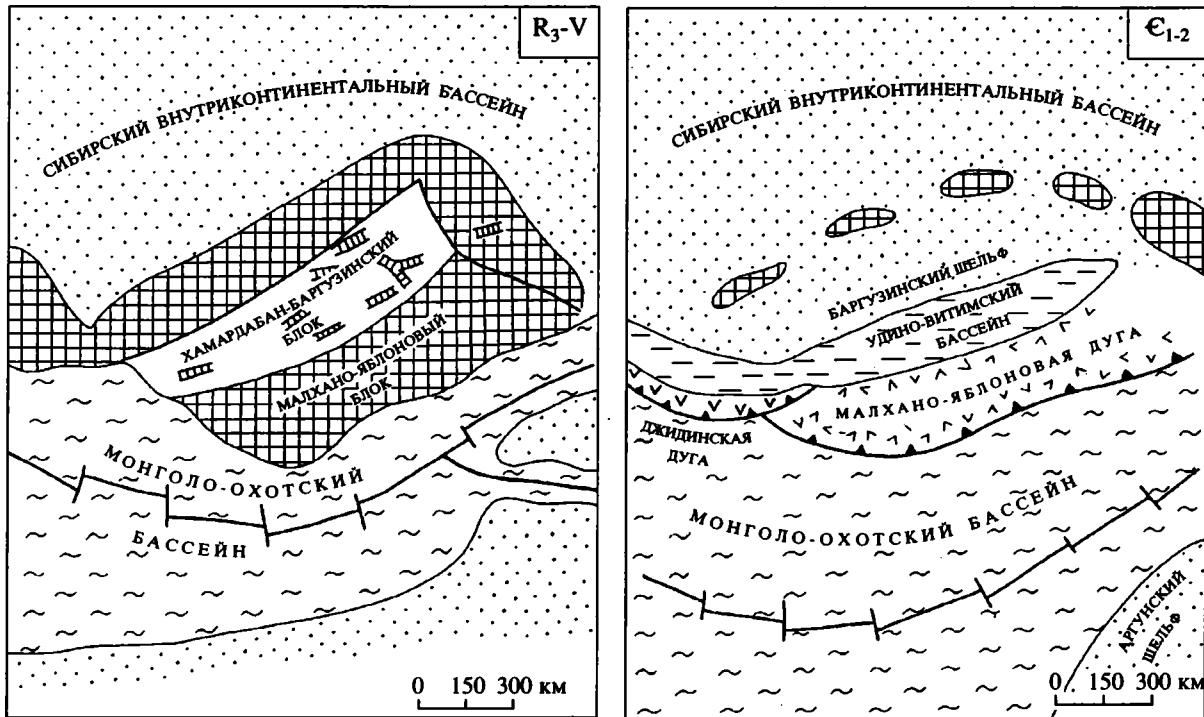


Рис. 5. Палеогеодинамические схемы позднего рифея - венда и раннего-среднего кембрия (условные обозначения см. рис. 2).

южной окраины в пределах Аргунского блока формировался шельфовый бассейн пассивной окраины (рис. 4, 5).

С заключительной (позднекембрийской) фазой развития Джиды-Витимской зоны, когда в столкновение с Хамардабан-Баргузинским микроконтинентом пришел Малхано-Яблоновый микроконтинент, связаны не только складчатые деформации Джиды-Витимской зоны, но и региональный метаморфизм, затронувший весь Байкало-Витимский террейн. Особенно сильно метаморфические процессы проявлены в Приольхонье (от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций), где наблюдается шарьирование Хамардабан-Баргузинского микроконтинента на Сибирской кратон и смещение в северо-восточном направлении [48]. Абсолютное датирование свидетельствует о раннекаледонском (530 - 485 млн. лет) возрасте метаморфизма и дислокационных процессов [6, 48]. В Муйском поясе с этими деформациями следует связывать становление гранитоидов лесного (537 млн. лет) и витимского (470 млн. лет) комплексов [44].

В среднем палеозое, когда на Сибирской платформе имело место формирование Вилюйской рифтовой системы, на рассматриваемой территории отмечался период относительного тектонического покоя. Лишь в северной части территории, располагавшейся на продолжение Вилюйского рифта, внедрялись дайки диабазов жаровского комплекса и нефелиновые сиениты сыннырского комплекса [14].

Существование в среднем палеозое Восточно-Забайкальского сегмента Монголо-Охотского океанического бассейна доказывается в районе Шерловой Горы существованием фрагментов офиолитовых ассоциаций окраинно-морского типа [56]. Нет сомнений в том, что через Верхнее Приамурье (хребты Тукурингра и Джэгды) [43, 51] этот бассейн раскрывался в Палеоокеане (Панталласу), но замыкался на западе, в Центральной Монголии [59] (рис. 6).

В позднем палеозое-раннем триасе кора восточной части Монголо-Охотского океана субдуцировалась под южный край Сибирского континента, нарастившегося в среднем палеозое Джиды-Витимской и Малхано-Яблоновой зонами. Это привело к становлению Малхано-Яблонового или Селенгино-Витимского [18] краевого вулканического пояса [1], перед фронтом которого формировалась Агинская аккреционная призма (рис. 4, 6). Тыловая часть этого пояса простиралась далеко на запад и северо-запад. В Бодайбинской зоне и Муйском поясе внедрялись крупные плутоны I-гранитов конкудеро-мамаканского комплекса, а в Чуйско-Нечерской зоне, в Западном Прибайкалье и прилегающей части Сибирского кратона имели место крупноамплитудные шарьяжно-надвиговые деформации. Именно в это время были сформированы складчатые структуры Патомской дуги и образовались Байкало-Патомский и Жуинский надвиги (рис. 4).

Западная часть Монголо-Охотского пояса, расположенная в Монголии, испытала герцинскую

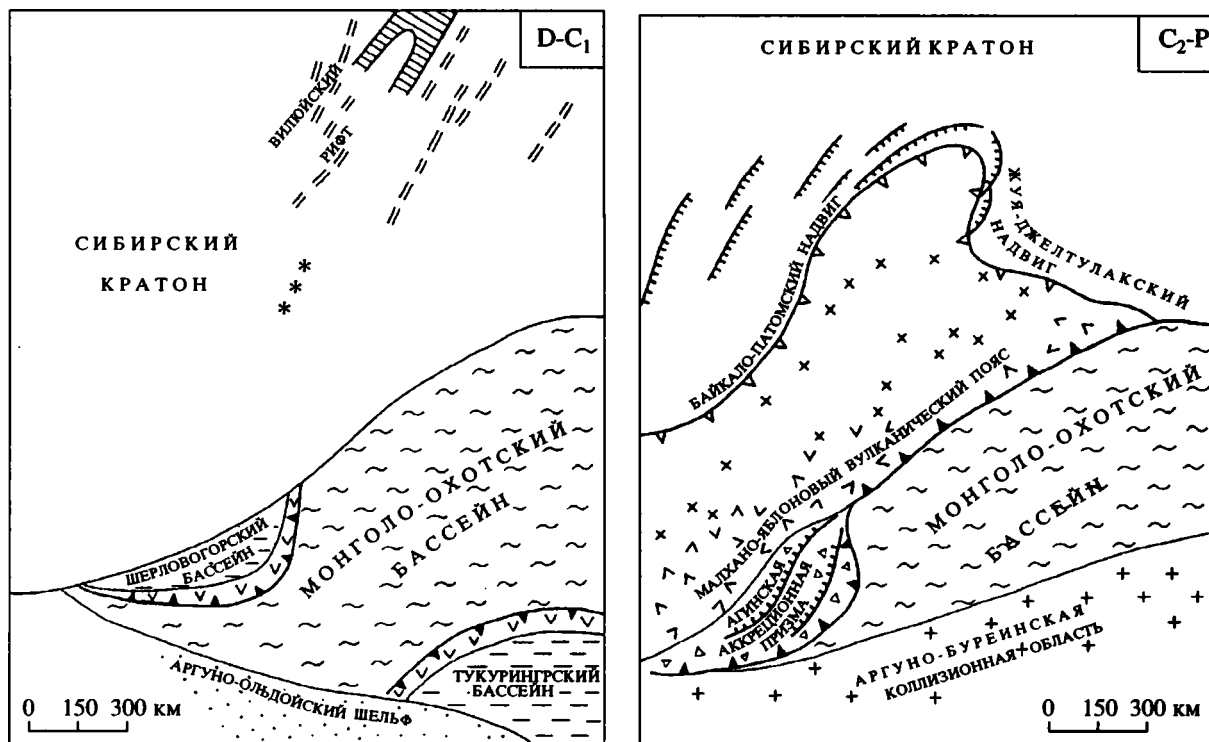


Рис. 6. Палеогеодинамические схемы среднего и позднего палеозоя (условные обозначения см. рис. 2).

складчатость, связанную со столкновением Центрально-Монгольского массива с юго-западным флангом Байкало-Витимского составного террейна. В Восточно-Забайкальском сегменте Монголо-Охотский океан продолжал существовать в позднем триасе-ранней юре, что фиксируется островодужными вулканитами каменной свиты и задуговыми толеитами бутовкинской свиты (верный край Агинской зоны) [56], а также шельфовыми толщами Аргунского блока (рис. 7).

В начале средней юры наступила фаза окончательного закрытия Монголо-Охотского бассейна, вызванная столкновением края Евразийского континента, теперь включавшего Байкало-Витимский и Алдано-Становой террейны, с Амурской плитой (составным террейном), образованной коллажем блоков раннедокембрийской континентальной коры, в частности Аргунского и Керулен-Гонжинского микроконтинентов, спаянных герцинскими гранитизированными складчатостями зонами.

Сразу же после коллизии, в конце средней юры, в поздней юре и неокме произошло формирование мощного вулканоплутонического пояса, на этот раз общего для южного края Байкало-Витимского террейна, Забайкальского сегмента Монголо-Охотского пояса, юго-восточной Монголии и Северного Китая. Хотя проявления юрско-раннемелового магматизма известны на обоих крыльях Монголо-Охотской сутуры, наи-

более крупный ареал располагается в хребте Большой Хинган, поэтому предлагается называть этот пояс Большехинганским. Природа пояса не выяснена. Многими формирование его связывается с обстановкой активной окраины калифорнийского типа, т.е. с субдукцией активной спрединговой зоны Монголо-Охотского океана под сомкнувшиеся континенты [25]. Нами, вслед за [57], предлагается другая модель: Большехинганский вулканоплутонический пояс формировался в обстановке активной континентальной окраины андийского типа с зоной субдукции, скрытой под синеклизой Сунляо. Субдуцировалась океаническая кора новообразованного бассейна, раскрытие которого обусловило столкновение Аргунского и Керулен-Гонжинского микроконтинентов с Байкало-Витимским террейном, в результате которого Забайкальский сегмент Монголо-Охотского океана прекратил свое существование. Одновременно с Большехинганской развивалась Алдано-Становая активная окраина, но ее формирование как сегмента Охотско-Чукотского пояса связано с субдукцией Тихоокеанской плиты Кула [38] (рис. 4 и 7).

Формирование Большехинганской и Алдано-Становой активных континентальных окраин, по существу, явилось завершающим актом в длительной истории формирования всех трех рассмотренных террейнов Забайкалья, после которого наступил продолжавшийся почти сто миллионов

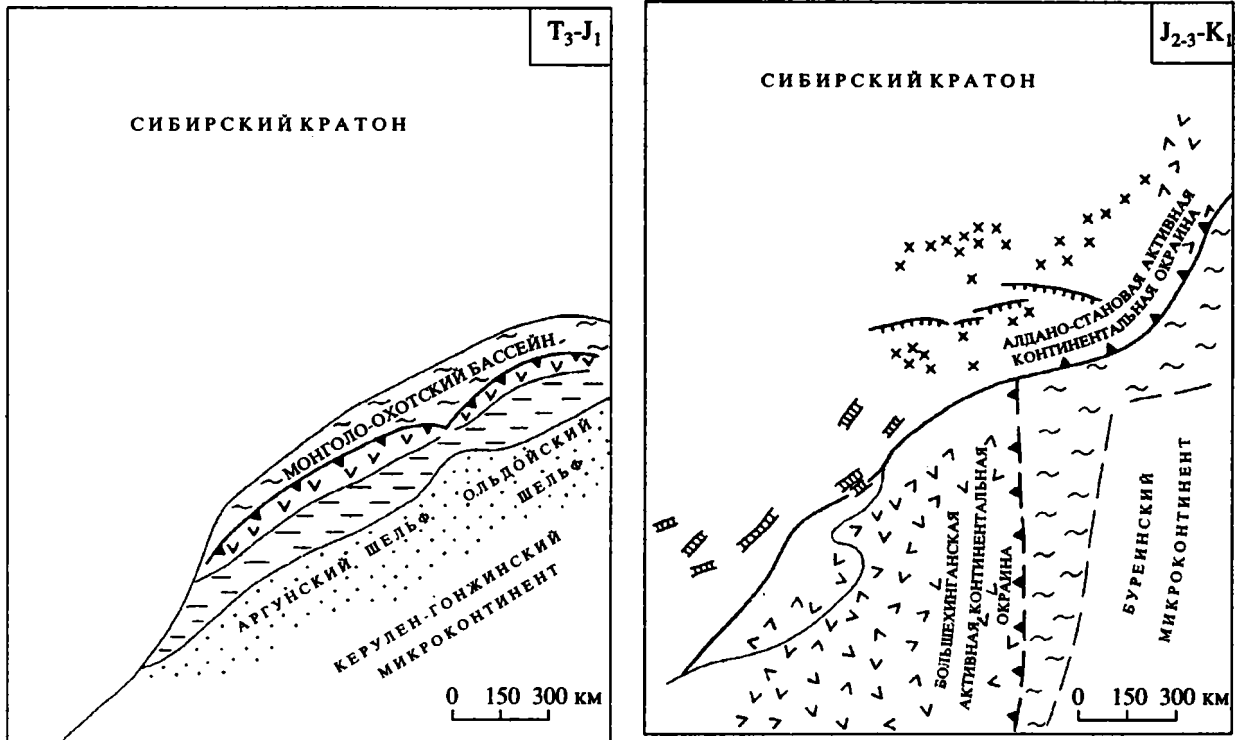


Рис. 7. Палеогеодинамические схемы позднего триаса - ранней юры и средней-поздней юры и раннего мела (условные обозначения см. рис. 2).

лет этап платформенного развития, прерванный позднекайнозойским вторичным орогенезом Центрально-Азиатского пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составные террейны Забайкалья и прилегающих с востока территорий представляют коллаж микроконтинентов с раннедокембрийской корой, причленение которых к Сибирскому кратону началось в протерозое и завершилось в позднем мезозое, когда прекратил свое существование Монголо-Охотский океанический бассейн. Рифейские, палеозойские и раннемезозойские офиолиты, комплексы активных и пассивных окраин устанавливаются в различных сегментах Монголо-Охотской сутуры, к северу от которой располагаются сооружения Байкало-Витимского и Алдано-Станового супертеррейнов, а к югу структуры Монголо-Охотского пояса.

Другой важнейшей сутурой рассматриваемого региона являются Прибайкальский (Байкало-Патомский) и Жуинско-Джелтулакский швы шарьяжно-сдвиговой природы, по которым окончательное причленение Байкало-Витимского супертеррейна к Сибирскому кратону произошло только в позднем палеозое.

Раннедокембрийский Становой шов был трансформирован в поздней юре-раннем мелу, когда Становой блок был шарьярован на Алданский. Положение Прибайкальского и Станового

швов в тылу вулканоплутонических поясов соответственно позднепалеозойской Малхано-Яблоновой и позднемезозойской Алдано-Становой активных континентальных окраин указывает на их тыловодужное происхождение.

Монголо-Охотский океанический бассейн с его Муйским, Джидино-Витимским и Хангай-Хэнтэйским ответвлениями представлял собой восточный сегмент Палеоазиатского океана. В рифее, в результате столкновения Хамардабан-Баргузинского микроконтинента с Чуйско-Нечерским и Прибайкальским, а в раннем палеозое Тувино-Монгольского, Дзобханского и Центрально-Монгольского микроконтинентов с Восточно-Саянским [35], произошло разъединение Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов и последний стал апофизом Палеоопаифики. Дальнейшая деградация Монголо-Охотского океана связана с посегментным с запада на восток его закрытием: в среднем-позднем палеозое его Западно-Забайкальского сегмента в связи со столкновением Дурского микроконтинента с юго-западным флангом Байкало-Витимского составного террейна, а в средней юре его Восточно-Забайкальского сегмента, когда произошла коллизия Аргунского и Керулен-Гонжинского микроконтинентов и юго-восточного фланга Байкало-Витимского супертеррейна. Гораздо позднее - в раннем мелу - замкнулся Охотский сегмент Монголо-Охотского океана, когда Буреинский микроконтинент столкнулся с Алдано-Становым [38, 54]. Такая

трактовка позволяет предполагать, что формирование позднемезозойских вулканоплутонических и вулканогенно-осадочных комплексов Забайкалья, Монголии и Северного Китая связано с Большехинганской активной окраиной, функционирование которой обусловлено субдукцией океанической коры (вероятно новообразованной юрской), фрагменты которой должны быть скрыты под меловой синеклизой Сунляо.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 247 с.
2. *Александров В.К.* Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.
3. *Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д.* Об Агинской структуре Забайкалья // Геотектоника. 1971. № 2. С. 38 - 46.
4. *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
5. *Бибикина Е.В., Гаврикова С.Н., Федчук В.Я. и др.* Раннепротерозойский возраст гранулитовых пород Становика (по данным U-Pb-метода по цирконам) // Геохимия. 1993. № 10. С. 1428 - 1438.
6. *Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др.* U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170 - 183.
7. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 191 с.
8. *Булгатов А.Н., Булдыгеров В.В., Вальков М.М. и др.* Первые находки базальтов в основании венда-нижнего палеозоя на севере Забайкалья // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 40 - 46.
9. *Бухаров А.А.* Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
10. *Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В.* Геология Байкало-Патомского нагорья по данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29 - 39.
11. *Быков А.Ф., Биджиев Р.А.* Новые данные опокровном строении Патомского нагорья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 2. С. 423 - 428.
12. *Гаврикова С.Н., Николаев М.С., Соколов Ю.С., Смоляр М.И.* Особенности мезозойского гранитного магматизма на юге Алданского щита (Могочинская провинция) // Зап. Всерос. Минер. об-ва. 1992. Ч. СХХI. № 1. С. 3 - 21.
13. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000 000 (новая серия). Лист № 50, 51 - Сковородино. Объяснительная записка. Л.: Изд-ние ВСЕГЕИ, 1990. 110 с.
14. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000 000 (новая серия). Лист 0-49, (50) - Бодайбо. Объяснительная записка. СПб: Изд-ние ВСЕГЕИ, 1992. 130 с.
15. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион. Л.: Недра, 1986. 240 с.
16. *Гладких В.С., Гусев Г.С.* Низкокальциевые толеиты континентов: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия // Геотектоника. 1993. № 5. С. 44 - 60.
17. *Головенко В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
18. *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 239 с.
19. *Гусев Г.С., Песков А.И.* Новые данные о рифейских офиолитах Пришилкинского сегмента Монголо-Охотского шва // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 220 - 223.
20. *Гусев Г.С., Песков А.И.* Протерозойские трахиандезиты и базиты Ачитканского хребта Северного Прибайкалья: геохимия и тектоническая природа // Геотектоника, 1992. № 4. С. 75 - 86.
21. *Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К.* Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72 - 86.
22. *Добрецов Н.Л.* Офиолиты и проблема Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11 - 18.
23. *Добрецов Н.Л., Булгатов А.Н.* Геодинамическая карта Забайкалья (принципы составления и легенда). Новосибирск: Изд-ние ОИГГМ СО АН СССР, 1991. 52 с.
24. *Дольник Т.А., Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. и др.* Схема стратиграфии отложений верхнего докембрия складчатого обрамления юга Восточной Сибири // Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд для геологического картирования в масштабе 1 : 50 000 Восточной Сибири. Новосибирск: Изд-ние СНИИГГиМС, 1987. С. 18 - 29.
25. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
26. *Клишин К.А., Домнина Е.А., Риле Г.В.* Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 80. № 1. С. 82 - 94.
27. *Конников Э.Г.* К проблеме офиолитов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 119 - 129.
28. *Конников Э.Г., Цыганков А.А.* О гетерогенности Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 1. С. 115 - 120.
29. *Кононова В.А., Келлер Й., Первов В.А.* Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология, 1993. № 2. С. 152 - 170.
30. *Макаревич Л.Б., Чухонин А.П., Черников В.В. и др.* Докембрийские гранитоиды Нечерского и Тондского поднятий Байкальской складчатой области (геохимия и цирконовая геохронология) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 61 - 71.
31. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.* Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон: Западное Прибайкалье // Геохимия. 1992. № 6. С. 771 - 786.

32. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Г.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с.
33. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 1. Введение. Древние платформы и метаплатформенные области. М.: Изд-во МГУ, 1987. 415 с.
34. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 165 с.
35. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3 - 32.
36. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3 - 23.
37. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb метода по циркону и сфену // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 634 - 637.
38. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
39. Руженцев С.В., Чжан Бу-Чунь. О тектонике северных частей Патомского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 37 - 48.
40. Рундквист Д.В., Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю. Новые данные по геологии и металлогении байкалит Байкало-Патомского региона // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1990. С. 166-167.
41. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. М.: Недра, 1964. 516 с. 1967. 700 с.
42. Соколов С.К. Рифтовые и шельфовые комплексы протерозойского Бодайбинского прогиба и закономерности размещения золотого оруденения. Автореферат канд. диссертации. М.: Изд-ние ИМГРЭ, 1992. 27 с.
43. Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Автореферат канд. диссертации. Иркутск: Изд-ние ИГ РАН, 1992. 23 с.
44. Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Переляев В.И. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 72 - 77.
45. Станевич А.М., Немеров В.К. Корреляция осадочно-вулканогенных образований позднего докембрия Байкало-Патомской горной области по микрофитологическим и геохимическим данным // Геология и геофизика. 1993. № 3. С. 56 - 63.
46. Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра. 1992. 158 с.
47. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
48. Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30 - 45.
49. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
50. Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 4. С. 41 - 49.
51. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 330 с.
52. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Изд-во АВИАР, 1993. 452 с.
53. Шаров В.Н., Фефелов Н.И., Заруднова Н.В., Русакова В.А., Брандт С.Б. Pb-Pb - датирование кристаллических сланцев Мамского синклинория (Байкало-Патомское нагорье) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 1. С. 209 - 212.
54. Шаров В.Н., Фефелов Н.И., Яблоновский Б.В. и др. Датирование нижнепротерозойских стратифицированных образований Патомского нагорья Pb-Pb-методом // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1081 - 1084.
55. Gusev G.S., Khain V.E. On relationship between three composite terranes of Transbaikalia: Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoy and Mongolo-Okhotsk // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow, 1993. P. 68.
56. Gusev G.S., Peskov A.I. The nature of East Transbaikalia ophiolites // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow, 1993. P. 68-69.
57. Klimetz M.P. Speculations on the Mesozoic plate tectonic evolution of Eastern China // Tectonics, 1983. Vol. 2. № 2. P. 139 - 166.
58. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. e.a. Genesis of collision volcanism in Easter Anatoly, Turcy // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. Vol. 44. № 1/2. P. 184 - 229.
59. Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993. Vol. 364. P. 299 - 307.

Рецензент: А.А. Моссаковский

On Relations between Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoi and Mongol-Okhotsk Terranes (South of Mid-Siberia)

G. S. Gusev, V. E. Khain

*Institute of Trace Elements Mineralogy and Geochemistry, Moscow
Moscow State University, Moscow*

The Transbaikal and adjacent eastern regions represent a collage of terranes, mainly of microcontinents with the Early Precambrian sialic crust. Their accretion to the Siberian craton was initiated in the terminal Early Proterozoic to be continued during the Riphean and Early-Late Paleozoic. The final structure of the assemblage appeared in the Late Mesozoic after closing the main basin in the region, the Mongol-Okhotsk paleocean.

УДК 551.242.22(564.3)

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРУППЫ ДИАРИЗОС (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КИПР)

© 1995 г. А. Я. Шараськин, Ю. В. Карякин, А. Л. Книппер, Т. Н. Хераскова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.01.94 г.

Детальное картирование одного из районов юго-западного Кипра показало, что породы комплекса Мамония слагают двухъярусную покровную структуру, надвинутую в направлении с юга на север на комплексы пиллоу-лав и осадочного чехла офиолитового массива Троодос. Нижний покров сложен преимущественно вулканогенно-осадочными толщами группы Диаризос, среди которых, наряду с поздне триасовыми образованиями, впервые обнаружены вулканические породы поздней юры - неокома. Среди поздне триасовых лав кроме давно известных базальтоидов щелочных серий установлены также толеитовые серии островодужного типа. В зонах серпентинитового меланжа, прослаивающих отдельные тектонические чешуи нижнего покрова, впервые найдены блоки ультрабазитов с телами офикальцитов и бесцементных офиолитокластовых брекчий поздне триасового (?) возраста. В глыбовом наполнении серпентинитовых меланжей полностью отсутствуют вулканогенные и осадочные образования, принадлежащие офиолитовому разрезу массива Троодос. Вероятнее всего, серпентинитовый матрикс этих меланжей и заключенные в нем блоки лав, габбро и амфиболитов не имеют генетической связи с офиолитами Троодоса и характеризуют другой, более древний офиолитовый разрез, сформировавшийся на одной из ранних (юра - ранний мел?) стадий развития бассейна Мамония.

ВВЕДЕНИЕ

Разнородные образования группы Диаризос являются главной составной частью мезозойско-го комплекса Мамония, определяющего специфику геологического строения юго-западного Кипра. Первоначально мезозойские породы этого района были выделены как "покровы Мамония", тектонически перекрывающие офиолиты Троодоса [12 - 14]. Система покровов подразделялась на верхний структурный комплекс триасово-меловых осадочных пород "формации Мамония" и нижний пакет чешуй "формации Петра ту Ромиу", поздне триасовые щелочные вулканы и осадочные толщи которой вмещали зоны серпентинитового меланжа.

В последующих работах [16, 17, 19] вывод о покровном налегании мезозойских образований на офиолиты массива Троодос был поставлен под сомнение. Граница с офиолитами классифицировалась как крутопадающий взбросо-сдвиг, и "покровы Мамония" были переименованы в "комплекс Мамония". Залегающие в нем тела серпентинитового меланжа считались отторгнутыми от поздне меловых офиолитов Троодоса и исключались из состава комплекса, расчлененного на две группы.

Одна из них, названная группой Айос Фотиос и разделенная на формации Вламбурос, Марона, Епископи и Акамас, по сути, являлась детальнее

изученным аналогом прежней "формации Мамония" и сходным образом интерпретировалась как группа отложений пассивной окраины мезозойского Тетиса.

Во второй группе Диаризос осадочно-вулканогенные серии позднего триаса были расчленены на толщи лав формации Фасула с осадочными слоями Холетрия, вулканогенно-осадочные брекчий формации Лутра тис Афродитис и экзотические глыбы мелководных известняков формации Петра ту Ромиу. Как и прежде, эти образования были отнесены к рифтогенным стадиям раскрытия Тетиса. Однако в дополнение к ним в состав группы Диаризос были включены и юрско(?) - меловые осадочные породы формации Мавролимбос, которые по возрасту и литологическим особенностям сопоставлялись с верхами разреза группы Айос Фотиос и рассматривались как образования осадочного чехла на лавах формации Фасула.

В данной статье отмеченные противоречия в интерпретации геологии комплекса Мамония, и, прежде всего, его группы Диаризос, будут рассмотрены на основе результатов наших исследований на юго-западе Кипра. Полученные новые данные существенно уточняют и во многом меняют прежние представления о возрастном диапазоне, структурных особенностях и составе пород груп-

пы Диаризос, позволяя более обоснованно судить о раннемезозойском и последующих этапах геологической истории Кипрского сегмента Тетиса.

СТРУКТУРА КОМПЛЕКСА МАМОНИЯ В МЕЖДУРЕЧЬЕ ДИАРИЗОС-КСЕРОПОТАМОС

Геологическое строение комплекса Мамония наиболее детально изучалось нами в районе между речья Диаризос-Ксеропотамос. Результаты картирования в этом районе показывают, что в его структуре, осложненной взбросо-сдвигами субширотного и северо-западного простирания, четко выделяются комплекс пород параавтохтона и перекрывающая его система тектонических покровов (рис. 1).

Полоса пород параавтохтона, расположенная на севере района, представляет собой ундулирующую в широтном направлении антиформу. Обнажающийся здесь параавтохтонный комплекс включает измененные пиллоу-лавы массива Троодос и залегающие на них кампан-маастрихтские бентонитовые глины формации Каннавью. Останцы тектонических пластин серпентинитового меланжа и лав группы Диаризос, расположенные в пределах полосы, имеют с этими породами пологие надвиговые контакты. Такие же структурные соотношения установлены и в двух небольших тектонических окнах южнее этой полосы.

Аллохтонный комплекс четко разделяется на два тектонических покрова. Нижний состоит из серии тектонических чешуй осадочно-вулканогенных толщ группы Диаризос, которые прославляются телами серпентинитового меланжа. Структура покрова осложнена системой субширотных и диагональных взбросов, разбивающих его на отдельные блоки. Кроме того, толщи лав с прослоями осадочных пород смяты в складки, большинство из которых имеет субширотные простирания с углами наклона крыльев от 20° до субвертикальных и запрокинутых на север. Дислокации в лавовых толщах особенно интенсивно развиваются по границам с осадочными прослоями. Именно по ним чаще всего происходят срывы, расчешуивание толщ и проникновение пластин серпентинитового меланжа. Сами вулканы при этом интенсивно будинируются, местами превращаясь в брекчии и катаклазиты.

Останцы второго, верхнего, покрова, сложенного осадочными породами группы Айос Фотиос, образуют пологие синформы в центральной и южной частях закартированной площади. В отличие от нижележащего покрова, здесь нет прослаивания отдельных чешуй и пластин серпентинитовым меланжем. Останцы покрова дискордантно перекрывают разные элементы внутренней структуры и любые разновидности пород нижнего покрова.

Внутренняя структура верхнего покрова характеризуется сочетанием плекативных и дисъюнктивных деформаций. Генеральное простирание складок субширотное, и они во многих местах так же, как в нижнем покрове, наклонены или запрокинуты на север. Другая характерная особенность этого покрова состоит в том, что разрезы слагающих его осадочных толщ имеют в целом перевернутое залегание. Верхние тектонические пластины сложены здесь терригенно-карбонатными породами поздне триасовой формации Вламбурос, а под ними залегают красноцветные и нестроцветные мадстоуны и глинистые радиоляриты с редкими прослоями карбонатных турбидитов, слагающие юрско-меловую часть разреза группы Айос Фотиос. Именно они, как правило, контактируют с вулканогенно-осадочными толщами нижнего покрова, тогда как непосредственные контакты последних с верхнетриасовыми отложениями формации Вламбурос редки.

Последнее обстоятельство, видимо, и послужило основанием выделить часть юрско-меловых отложений как формацию осадочного чехла, перекрывающего лавы группы Диаризос [16]. Однако, как установлено не только в рассматриваемом районе, но и во всех изучавшихся разрезах за его пределами, контакты отложений группы Айос Фотиос с любыми породами нижнего покрова, включая лавы, всегда тектонические и нигде не обнаруживают тех признаков, которые могли бы указывать на нормальные взаимоотношения пород фундамента и осадочного чехла.

В целом результаты картирования не оставляют сомнений в том, что А. Лапьер с коллегами [12 - 14] были правы, отнеся мезозойские толщи юго-западного Кипра к аллохтонным образованиям, шарьированным на офиолиты массива Троодос. Это событие произошло после формирования осадочного чехла офиолитов и относится к середине маастрихта. По нашим наблюдениям, движение аллохтонных масс комплекса Мамония происходило в направлении с юга на север (в современных координатах). На это отчетливо указывают северная вергентность складок, осложняющих строение обоих покровов, и преимущественно южные падения плоскостей взбросо-сдвигов, разбивающих их на блоки.

СОСТАВ И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН ГРУППЫ ДИАРИЗОС

Вулканогенные толщи с прослоями осадочных пород. Главную особенность группы Диаризос, несомненно, составляют толщи мезозойских пиллоу-лав, с которыми связаны разного рода субвулканические, вулканокластические и осадочные образования. По ограниченному фаунистическим и радиометрическим данным [8, 12, 16]

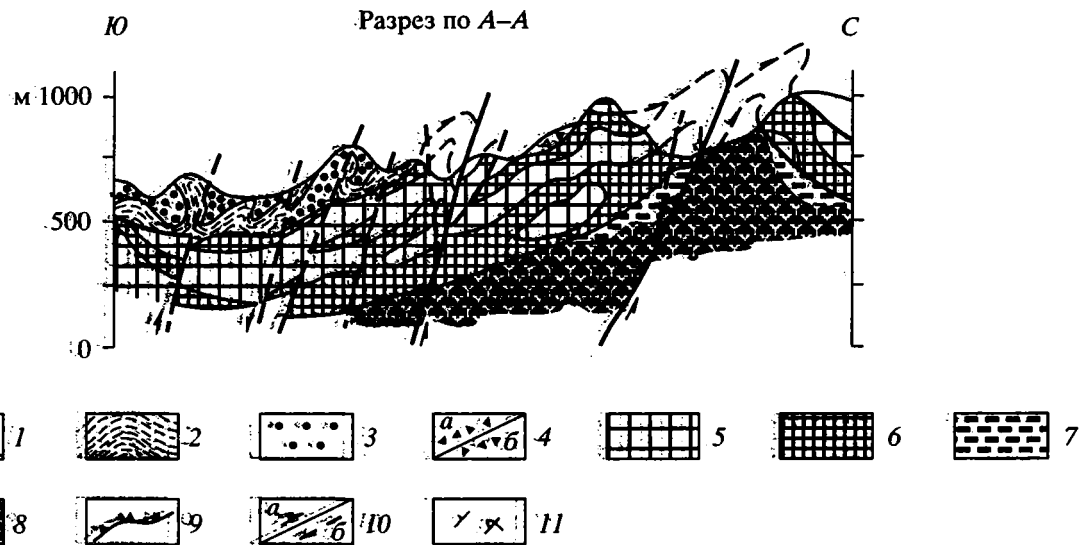
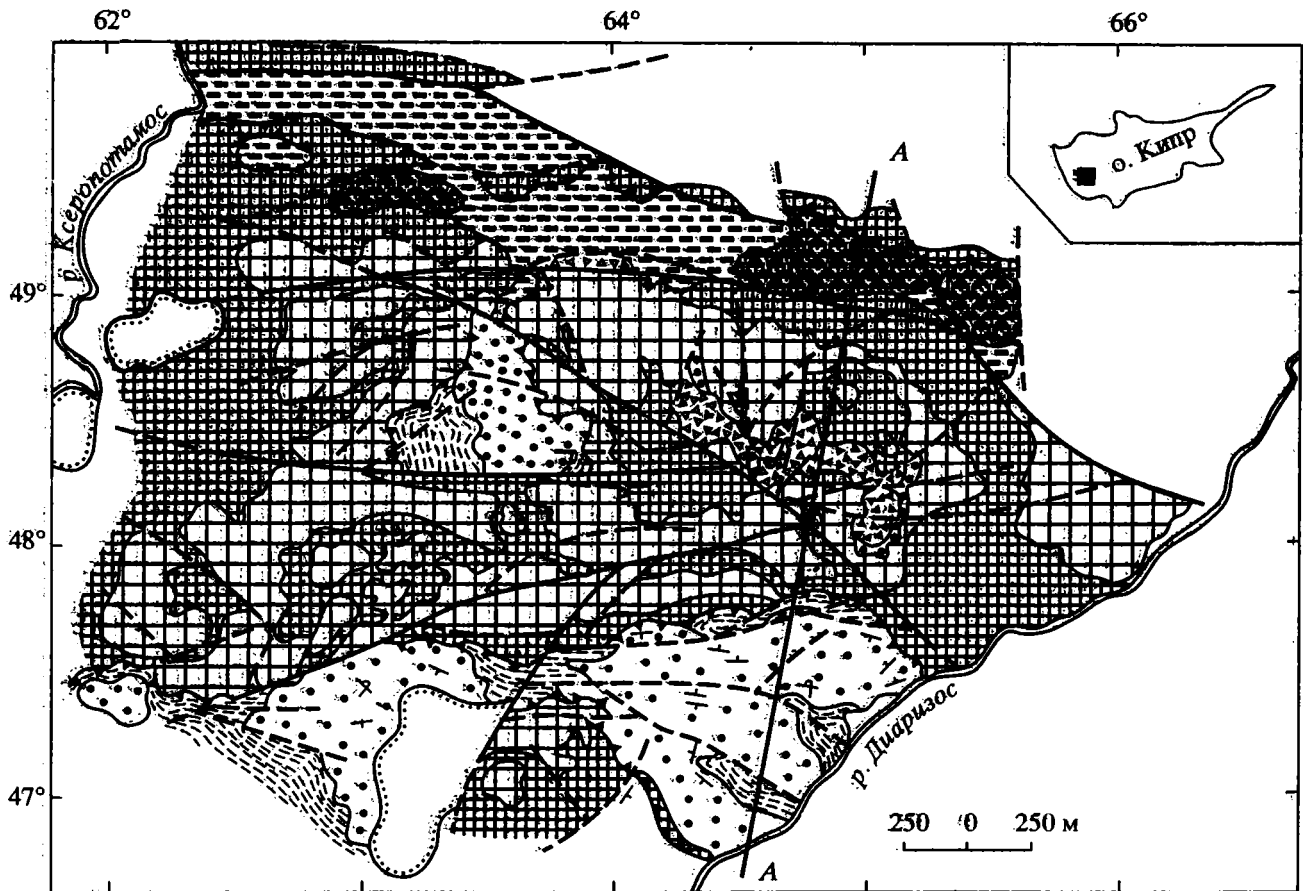


Рис. 1. Геологическая карта междуречья Диаризос-Ксеропотамос

1 – неавтохтон – нерасчлененные отложения кайнозоя; 2 – 6 – аллохтон: 2, 3 – верхний покров (группа Айос Фотиос); 2 – глинисто-карбонатные отложения формации Епископи и Мавроколимбос (юра – верхний мел), 3 – карбонатно-терригенные отложения формации Вламбурос (верхний триас), 4 – 6 – нижний покров (группа Диаризос): 4 – серпентинитовые брекчии (а) и офикальциты (б), 5 – вулканиты позднего триаса и средней юры – раннего мела, 6 – серпентинитовый меланж; 7, 8 – параавтохтон: 7 – бейтонитовые глины формации Каннавью (сантон – кампан), 8 – верхние пиллоу-лавы массива Троодос (сеноман); 9 – надвиги в основании покровов; 10 – главные (а) и оперяющие (б) взбросо-сдвиги; 11 – элементы залегания пород.

период соответствующей вулканической активности датировался поздним триасом. Однако новые находки микрофауны в осадочных прослоях показали, что в составе группы Диаризос тектонически совмещены породы гораздо более широкого возрастного диапазона.

Тем не менее поздне триасовые осадочно-вулканогенные толщи, несомненно, доминируют среди них и, вероятно, занимают основную часть объема группы Диаризос. В строении этих толщ преобладают мелко- и среднеподушечные порфировые и афировые лавы, образующие потоки, мощностью до 4 м. С ними часто ассоциируются карбонатизированные лавобрекчии, гиалокластиты, мелко- и крупнообломочные слоистые туффиты, известняки, туфопелиты и радиоляриты. На разных уровнях и с разной интенсивностью толщи пронизаны субвулканическими телами диабазов.

Осадочные породы в толщах поздне триасовых лав образуют небольшие по мощности прослои и линзы на границах отдельных потоков (слои Холетрия) и заполняют межподушечные полости. Они представлены известняками, глинисто-железисто-кремнистыми породами и радиоляритами.

Микритовые частично перекристаллизованные известняки слоев Холетрия имеют массивную или слоистую текстуру, окрашены в красно-розовые тона и часто вмещают линзы и желваки темно-красных и серых кремней. Микритовый агрегат содержит рассеянные раковины кальцитизированных радиолярий (*Triassocampe nova* Yao и *Sarla sp.*, *Capnuchosphaera sp.*, *Xiphotheca sp.*; здесь и далее определения Н.Ю. Брагина), раковинный детрит галобий, спикулы губок, а также конодонты позднего триаса: *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *E. spatulata* (Hayashi) и *Pseudozarkodina tortilis* (Tatge). Помимо микритовых известняков, в слоях Холетрия спорадически встречаются прослои тонкослоистых кальцилютитов и мелкозернистых калькаренитов. Как правило, в известняках имеется примесь гиалокластового материала, представленного фрагментами хлоритизированного стекла неправильной формы, размером 0.2 - 0.4 мм; реже встречаются везикулярные гиалокластиты с карбонатным матриксом онкоидного строения.

Глинисто-железисто-кремнистые породы состоят из криптозернистого агрегата кремнезема, в той или иной степени обогащенного тонкораспыленным гематитом, гидрослюдами и карбонатом. Слоистость обусловлена различным соотношением этих компонентов. Иногда в них присутствует небольшое количество остатков радиолярий или спикул губок.

Радиоляриты встречаются в виде тонких линз и прослоев как среди микритовых известняков, так и среди вулкаников. Это светло-серые, темно-красные до черных породы, состоящие из криптозернистого железисто-кремнистого агрегата, в

котором находятся многочисленные остатки поздне триасовых радиолярий.

В районе междуречья Диаризос-Ксеропотамос в нескольких местах обнаружены реликты более молодых вулканогенно-осадочных толщ, в частности, в обнажениях вдоль дороги вблизи селения Неа Холетрия. Здесь мелкоподушечные пиллоу-базальты и их лавобрекчии, смятые в запрокинутую синклинальную складку, вмещают осадочный горизонт розовых микритовых известняков, аргиллитов и вишнево-красных радиоляритов. Последние содержат комплекс радиолярий: *Hsuum cf. maxwelli* Pessagno, *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *Protunuma sf. ochiensis* Matsuoka, *Archaeodictyomitra aff. mirabilis* Alta, *Parvicingula dhimenaensis* Baumgartner, *Hsuum brevicosatum* Ozwoldova и *Gongylothorax cf. sakawaensis* Matsouka, определенно, указывающих на позднеюрский (келловей-оксфордский) возраст вмещающих пород.

Еще более молодые образования обнаружены за пределами описанной площади среди пород группы Диаризос в районе селения Ая Варвара, где они представлены катаклазированными афировыми пиллоу-базальтами, фрагментарно обнажающимися на левом и правом берегах р. Езоуса (ручей Адкия, карьер на горе Камбос ту Кондоскери). Базальты содержат горизонты и линзы розовых микритовых известняков с прослоями кремней и радиоляритов мощностью 1 - 2 м, количество которых закономерно увеличивается к верхам разреза. В самой верхней части базальтовой толщи присутствует горизонт вишнево-красных радиоляритов мощностью 1.5 - 2 м, содержащий остатки раннемеловых (берриас - баррем) радиолярий: *Archaeodictyomitra apiara* (Rust.), *Parvicingula cosmoconica* Foreman, *Xitus spicularius* (Aliev), *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Parvicingula boesii* (Parona), *Thanarla conica* (Aliev) и *Alievium helenae* Schaaf. Толща интенсивно дислоцирована и смята в сложно построенную синклинальную складку субширотного простирания.

Эти данные очень существенно расширяют общий возрастной диапазон вулканогенно-осадочных толщ группы Диаризос, прежде считавшихся продуктами лишь поздне триасовой стадии вулканической активности. Кроме того, по данным геохимических исследований [2], уже на этом этапе состав извержений не ограничивался, как предполагалось [12, 16], одними только щелочными лавами. Наряду с ними формировались и базальты с концентрациями индикаторных редких элементов, типичными для MORB, а также низкотитанистые дифференцированные серии, сопоставимые с вулканическими породами некоторых современных островных дуг. Интригующим в этой связи фактом является то, что в отдельных разрезах сосуществуют все три типа лав, тогда как в других

случаях они слагаются только щелочными базальтоидами [2].

Экзотические блоки известняков в толщах лав. Помимо слоев Холетрия, с лавами группы Диаризос тесно связана еще одна группа осадочных образований, хаотически рассеянных в них в виде экзотических блоков карбонатных пород, которые могут достигать первых десятков метров в поперечнике. Ранее эти аллохтонные блоки рассматривались как фрагменты поздне триасовых рифовых построек, венчавших вулканические поднятия рифтогенной стадии раскола гондванской окраины, и были выделены в отдельную формацию Петра ту Ромпу [12]. Чаще всего они действительно сложены калькаренидами рифовых фаций и содержат разнообразную фауну позднего триаса. И все же, как показали наши наблюдения, среди них есть реликты и более молодых рифовых сооружений.

По комплексам фораминифер, определенных К.И. Кузнецовой, последние датируются келловей - оксфордом и неокомом, т.е. теми же интервалами, что и наиболее молодые горизонты осадочных пород в лавовых толщах. Кроме того, в одном из блоков комплекс фораминифер (*Quinqueloculina czestochowiensis* Pazdrova, *Lenticulina* sp., *Protopenroplis* cf. *stristis* Wevn. и *Amobaculites* sp.) оказался байос-батским, что заставляет предполагать наличие в составе группы Диаризос и лавовых толщ соответствующего возраста.

Характерной особенностью попавших в лавы карбонатных глыб и блоков является примесь материала вулканического происхождения, который порой образует в них линзы и прослойки мощностью до нескольких сантиметров и по составу сопоставимы с окружающими лавами. Показательны также соотношения этих пород, которые можно наблюдать на правом берегу р. Диаризос в 0.5 км выше по течению от селения Соскию, где обнажена туфогенно-осадочная пачка, содержащая разновеликие обломки трахиандезитов и андезитобазальтов с отчетливой флюидальной текстурой субаэральных лавовых излияний. Размеры ее несортированных обломков изменяются от 5 - 10 см до 1 - 2 м в поперечнике. Встречаются крупные фрагменты лавовых потоков или силлов (до 10 м в длину, при мощности 0.5 - 1.0 м), ориентированные субпараллельно неотчетливо выраженной слоистости матрикса. Кроме того, присутствуют галька, валуны, глыбы и фрагменты пластов белых и серых мраморизованных известняков с примесью вулканомиктовых гравелитов. Матриksom в пачке служит грубослойный грязно-зеленый материал песчаной и гравийной размерности, сцементированный карбонатом.

Приведенные характеристики, несомненно, указывают на то, что рассматриваемые блоки карбонатных пород формировались на вершинах

разновозрастных вулканогенных поднятий, высота которых была соизмеримой с глубиной уровня карбонатной компенсации, поскольку в слоях Холетрия есть признаки замещения карбонатного вещества вторичным кремнеземом.

Зоны серпентинитового меланжа. Эти зоны, прослаивающиеся на разных уровнях тектонические пластины вулканогенно-осадочных толщ нижнего покрова (см. рис. 1), содержат весьма неравномерно рассредоточенные и разные по размерности глыбы и блоки массивных ультрабазитов, габбро (значительно реже), лав и осадочных пород группы Диаризос, а также амфиболитов формации Айя Варвара. В некоторых местах в них присутствуют небольшие по размерам включения осадочных пород, относящихся к формациям группы Айос Фотиос. Все эти блоки и включения покрыты многочисленными зеркалами скольжения, обволакиваются интенсивно рассланцованным и передробленным серпентинитовым матриksom и обычно ориентированы длинными осями вдоль простирания тел меланжа, что не оставляет сомнений в их тектогенной природе.

Разделяя представления А. Лапьер [12], мы считаем, что, за исключением блоков пород из группы Айос Фотиос, все остальные компоненты зон меланжа, включая серпентинитовый матрикс, принадлежат группе Диаризос. Решающими доказательствами такой точки зрения являются тесная связь этих зон с породами нижнего покрова (см. рис. 1) и присутствие в них впервые обнаруженных нами офикальцитов и офиолитокластовых брекчий.

Горизонт типичных офикальцитов мощностью от 1 до 3 м наблюдался в зоне меланжа западнее селения Фасула, где в одном из блоков слабо деформированных серпентинизированных перидотитов сохранился нормальный стратиграфический контакт между этими породами и перекрывающими их микритовыми известняками. Офикальциты, развитые вдоль контакта, сложены несортированными обломками ультраосновных пород, которые цементируются белым и розовым часто перекристаллизованным карбонатным цементом, проникающим по трещинам в виде непутических даек внутрь перидотитов или обволакивающим отдельные их фрагменты. Вещество цемента состоит из мелких обломков микритовых известняков и серпентинитов, связанных кальцилититовой основной массой с остатками кальцитизированных радиолярий.

Неподалеку в другом обнажении аналогичные отложения содержат горизонт песчаных калькаренидов и кальцилититов. Эти породы тонкослоисты и по текстурным особенностям похожи на контуриты. Местами в них залегают линзы красных диагенетических кремней, а наиболее грубозернистые прослойки содержат примесь зерен серпентинитов и хромшпинелидов.

К сожалению, из-за плохой сохранности ни в одном из собранных образцов не удалось определить возраст радиолярий из кальцилутитового цемента. Датировать офикальциты можно только как посттриасовые, поскольку в них присутствуют и редкие обломки гиалокластитов, в одном из которых среди остатков радиолярий была определена характерная поздне триасовая форма *Canoptum triassicum* Yao.

В этом же районе широким распространением пользуются и бесцементные офиолитокластовые брекчии, состоящие преимущественно из обломков серпентинизированных перидотитов. В долине р. Мавроколимбос наряду с ними была обнаружена брекчия лав и диабазов группы Диаризос, линзовидное тело которой расположено вдоль контакта двух тектонических пластин, сложенных серпентинитами. Возраст тех и других брекчий остается также неизвестным.

Описанные образования позволяют предполагать, что серпентинитовые меланжи внутри нижнего тектонического покрова не имеют никакого отношения к офиолитам массива Троодос и слагающие их породы были выведены на поверхность дна морского бассейна на каком-то из этапов формирования разрезов группы Диаризос. Последняя, таким образом, могла иметь свое собственное офиолитовое основание.

Такой вывод хорошо согласуется с тем, что всюду, включая области контактов с полосой пород параавтохтона (см. рис. 1), в составе зон серпентинитового меланжа совершенно отсутствуют блоки пород дайкового комплекса, пиллоу-лав и умбр, формирующих существенную часть офиолитового разреза массива Троодос. В то же время блоки вулканогенных пород и известняков группы Диаризос в зонах меланжа присутствуют повсеместно. Характерны для них и блоки амфиболитов формации Ая Варвара, которые, как показывает изучение их состава, возникли при метаморфизме вулканогенно-осадочных толщ той же группы Диаризос [4, 12, 16]. Кроме того, среди перидотитов, залегающих в виде блоков в меланже, есть разновидности, не встречающиеся в массиве Троодос [1]. По всем этим признакам предполагавшаяся связь описываемых зон меланжа с офиолитами Троодоса [16, 19] явно не может считаться правомерной.

К приведенной характеристике зон серпентинитового меланжа следует добавить, что в составе их глыбового наполнения довольно обычны блоки карбонатных пород, как правило, сложенные калькаренитами и заметно реже микритовыми известняками. Одни из них с примесью только вулканокластического материала, очевидно, имеют то же происхождение, что и описанные блоки известняков в лавовых толщах группы Диаризос и соответственно относятся к ней.

Фациально близкие известняки другой группы блоков имеют явно иной генезис. В них нет примеси вулканомиктового вещества основного состава и некарбонатная фракция практически нацело представлена хорошо окатанным мелко- и тонкозернистым материалом континентального генезиса (зернами кварца, кварцитов, полевых шпатов, слюд и изредка вулканитов кислого состава). Это, на наш взгляд, следует рассматривать как критерий принадлежности пород к реликтам шельфовых отложений пассивной континентальной окраины и соответственно включать их в состав группы Аяос Фотиос. В пользу этого дополнительно свидетельствует то, что общий диапазон возраста опробованных известняков этого типа (от позднего триаса до альба - сеномана) оказался таким же, как в сводном разрезе данной группы, объединяющей осадочные породы подножия гондванской окраины [16, 17].

Амфиболиты формации Ая Варвара и брекчии Лутра тис Афродитис. В междуречье Диаризос-Ксеропотамос амфиболиты формации Ая Варвара встречаются лишь как редкие и сравнительно не крупные блоки в зонах серпентинитового меланжа. Среди амфиболитов систематически встречаются эпидот-роговообманковые и кварц-слюдяные сланцы с прослоями метакремней и мраморов. Исследователи, более детально изучавшие эти породы [4, 12, 16], видимо, правы в том, что они образовались в результате метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ группы Диаризос. Согласно опубликованным радиометрическим датировкам амфиболиты имеют возраст порядка 90 млн. лет. Однако в обсуждаемых породах хорошо видны признаки двустадийной истории деформаций, в результате которой на систему ранних складок F1, подчеркнутых плоскостной ориентацией минералов, затем почти ортогонально была наложена система складок F2. Поэтому указанные цифры могут датировать не начало этапа метаморфизма, а лишь последние его события.

Весьма примечательно впервые обнаруженное присутствие обломков амфиболитов в составе брекчий Лутра тис Афродитис, рекогносцировочно изучавшихся в районе стратотипа и около Петра ту Ромиу. Оно определенно свидетельствует о том, что эти образования, ранее считавшиеся эруптивными [16, 19], возникли иным путем во время постсеноманских (судя по возрасту амфиболитов) событий в истории развития пород группы Диаризос, которая кратко обсуждается ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Несмотря на ряд все еще нерешенных проблем, требующих дальнейших исследований, рассмотренные выше данные позволяют во многом уточнить и отчасти пересмотреть существующие

взгляды на то, в какой обстановке образовались отдельные члены разреза группы Диаризос и когда началось формирование покровной структуры комплекса Мамония.

Благодаря новым находкам микрофауны сейчас очевидно, что образование вулканогенно-осадочных толщ группы Диаризос происходило в интервале возраста от позднего триаса до раннего мела включительно. Из этого прежде всего следует, что в пакете тектонических пластин, сложенных породами этой группы, совмещены образования разных стадий развития коры "бассейна Мамония".

К рифтогенному этапу раскрытия этого бассейна, очевидно, относятся только поздне триасовые формации вулканитов и осадочных пород группы Диаризос. Именно они включают, помимо прочего, индикаторные для такой стадии туфогенно-лавовые толщи с заметной долей грубого, плохо сортированного и слабо окатанного материала, в котором мелководные осадочные породы перемешаны с разными по составу эффузивами, в том числе с трахиандзитами и андезито-базальтами субаэрального облика (разрез на правом берегу р. Диаризос у селения Соскию).

По геохимическим критериям [2] поздне триасовый вулканизм имел весьма сложный характер. Так, в сопоставимых аллохтонных комплексах северо-западной Сирии поздне триасовые лавы относятся к MORB [6, 15]. В Кипрском сегменте в это время явно преобладали извержения щелочных пород, хотя, как установлено в разрезе у селения Фасула, в отдельных зонах вулканической активности здесь тоже доминировали лавы с геохимическими чертами не только MORB, но и толеитовых серий островодужного типа, а извержения щелочных лав играли подчиненную роль [2].

Такое сочетание вулканических серий может означать, что уже в позднем триасе собственно рифтогенная стадия раскрытия бассейна Мамония была близка к завершению и в нем уже начинали формироваться отдельные центры спрединга, близ которых и возникали лавовые толщи соответствующего или сложного состава.

Предположение о вероятном завершении рифтогенеза в конце триаса и переходе бассейна к океанической стадии развития хорошо согласуется еще и с тем, что многие прослой осадочных пород в лавах этого возраста (слой Холетрия) относятся к довольно глубоководным кремнистым и карбонатным отложениям. К тому же синхронные осадочные породы группы Айос Фотиос (дистальные турбидиты формации Вламбурос) явно характеризуют обстановку седиментации у подножия уже весьма развитой континентальной окраины, а не на дне рифтового трога.

Чрезвычайно интересным является то, что, по нашим данным, примесь сиалического материала, питавшего область седиментации пород формации

Вламбурос, в слоях Холетрия совершенно отсутствует. По этому же признаку, как отмечалось, характерные для комплекса Мамония экзотические блоки рифовых и околорифовых известняков четко разделяются на две группы. Одна из них, объединяющая известняки с примесью такого материала, формировалась, по-видимому, в зоне шельфа континентальной окраины и соответственно принадлежит ее формациям, т.е. группе Айос Фотиос. Другие блоки известняков, отнесенные к группе Диаризос, содержат только вулканокластический материал, сопоставимый по составу с ее лавами, и являются фрагментами рифовых построек на вершинах вулканических поднятий.

В современных океанах смешение вулканокластки подобных поднятий с материалом континентального сноса происходит в зонах седиментации, удаленных даже на многие сотни километров от обоих источников вещества [18]. Принимая во внимание то, что в осадочных породах из двух групп комплекса Мамония такого смешения нет, можно предполагать соответствующие масштабы раскрытия обсуждаемого бассейна уже на поздне триасовой стадии его развития. Альтернативное объяснение этой особенности состава отложений могло бы состоять в том, что между областью седиментации формации Вламбурос и зоной вулканизма, породившей поздне триасовые лавы группы Диаризос, существовал барьер, по всей видимости, отколовшийся блок гондванской окраины. Однако в этом случае остается неясным, почему реликты такой структуры, прекрасно сохранившиеся в покровах залива Анталья [10, 20] и Омана [56 9], в Кипрском сегменте оказались полностью уничтоженными.

От юрско-меловых этапов развития бассейна Мамония в составе группы Диаризос сохранились немногочисленные обрывки вулканогенно-осадочных толщ, имеющих возраст от байос - бата до неокома включительно. Приводившиеся характеристики зон серпентинитового меланжа позволяют думать, что эти толщи формировались уже на офиолитовом основании, в бассейне, дно которого локально, а возможно, и на значительных площадях, представляло собой тектонически денудированную поверхность верхней мантии. О последней особенности бассейна Мамония свидетельствуют впервые обнаруженные в зонах меланжа офикальциты и офиолитокластовые брекчии пост триасового возраста.

Пока неясно, до какой степени случайным является то, что при опробовании связанных с лавами осадочных пород нам не удалось обнаружить среди них отложений нижней и низов средней юры. В известной мере такой перерыв в седиментации симптоматичен, поскольку в том же стратиграфическом объеме он установлен и в разрезах

группы Айос Фотиос (данные Н. Брагина). Вполне возможно, что это событие было вызвано происходящим на данное время раскрытием западного сегмента Тетиса и возникновением течений, изменивших условия седиментации в бассейне Мамония. При этом синхронность отражения этих явлений в окраинной и внутренней областях бассейна является еще одним аргументом в пользу отсутствия между ними эффективного разделительного барьера.

Из результатов того же опробывания вытекает, что среди лавовых толщ группы Диаризос, возможно, нет образований моложе неокоских. Тогда процессы седиментации у пассивной окраины рассматриваемого бассейна (группа Айос Фотиос) явно продолжались дольше, по альб - сеноман включительно. Соответственно тектоническое совмещение пород двух этих групп могло произойти только после сеномана, а во внутренних областях бассейна процессы деформации и деструкции коры могли начаться несколько раньше, вскоре после неокома.

Индикатором таких процессов, возможно, является первая фаза деформаций в метаморфических породах формации Айя Варвара, а вторая, которой, скорее всего, и отвечают упоминавшиеся определения абсолютного возраста этих пород, маркирует уже постсеноманские события. Такой вариант косвенно подтверждается тем, что для сопоставимых амфиболитов из меланжа Алакир Чай в покровах Анталы были получены не только постсеноманские, но и более древние (114 и 130 млн. лет) значения абсолютного возраста [20]. С более поздними событиями было сопряжено и формирование таких специфических образований группы Диаризос, как брекчии Лу-тра тис Афродитис.

Следует также напомнить, что, согласно общепринятой точке зрения, офиолитовый разрез Троодоса относится к супрасубдукционному типу. Имеющиеся определения возраста даек из этого разреза [7] также позволяют считать, что заложение соответствующей зоны субдукции, а значит, и все сопряженные деформации и преобразования коры бассейна Мамония начались 110 - 130 млн. лет назад.

Последующие этапы тектонической эволюции этого и зародившегося в северных его областях бассейна Троодос были значительно сложнее, чем предыдущие. Их анализ, публикуемый в отдельной статье [3], требует привлечения геологических сведений по сопредельным аллохтонным комплексам восточного Средиземноморья. Что же касается выводов по материалам данной работы, то основные из них состоят в следующем:

1) породы группы Диаризос образуют нижний структурный этаж покровной системы комплекса

Мамония, шарьированного в конце позднего мела на офиолиты массива Троодос;

2) вулканогенно-осадочные формации этой группы имеют диапазон возраста от позднего триаса до неокома включительно;

3) составы вулканических и осадочных пород позднего триаса характеризуют переход от рифтогенной к океанической стадии развития бассейна Мамония, возникшего в результате раскола гондванской окраины;

4) породы офиолитовой ассоциации, фрагментарно сохранившиеся в зонах серпентинитового меланжа группы Диаризос, не связаны происхождением с массивом Троодос и принадлежали океанической коре бассейна Мамония;

5) во второй половине юры и в начале мела в нем еще формировались вулканические поднятия, а с конца неокома начались внутрибассейновые деформации и переход к стадии закрытия, осложненной тем, что в северной части заложилась зона субдукции и над ней в результате процессов спрединга возникла новая область коры океанического типа, ставшая корневой зоной для позднемеловых офиолитов Троодоса.

Полевые исследования обсуждавшихся районов проводились в 1988 - 1989 гг. по договору РАН с Геологической службой Кипра. Работы осуществлялись при финансовой поддержке со стороны проекта "Тетис" программы РАН "Мировой океан", а затем Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8934). Мы весьма признательны Н.Ю. Брагину и К.И. Кузнецовой за определения микрофауны, использованные в данной статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А., Игнатенко К.И., Ромашова Т.В., Ксенофонтос К. Петрология гипербазитов комплекса Мамония, юго-западный Кипр // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 348 - 378.
2. Карякин Ю.В., Шараськин А.Я. Геохимические особенности и происхождение вулканических толщ группы Диаризос (о. Кипр) // Петрология (в печати).
3. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С. 12 - 22.
4. Силантьев С.А. Метаморфические комплексы восточного Средиземноморья: условия метаморфизма, природа протолитов, геодинамические режимы формирования // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 449 - 472.
5. Bechennec F., Tegeyeu M., Le Metour J., Lemiere P., Lescuyer J.L., Radu D., Milesi J.P. Igneous Rocks in the Hawasina Nappes and the Hajar Supergroup, Oman Mountains: Their significance in the Birth and Evolution

- of the Composite Extensional Margin of Eastern Tethys // Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere / Eds. T.J. Peters et al., Ministry Petrol. Miner. Sultanate of Oman. 1991. P. 593 - 611.
6. *Delanne-Mayere M., Marcoux J., Parrot J.-F., Poisson A.* Modele d'evolution mesozoique de la paleo-marge tethysienne and niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taures lycien, d'Antalya et du Baer-Bassit // Structural History of the Medi terranian basins / Eds. B. Biju-Duval, L. Montadert. Paris: Technip., 1977. P. 79 - 94.
 7. *Desmet A., Lapierre H., Rocci G., Gagny C.C., Parrot J.-F., Delaloye M.* Constitution and significance of the Troodos sheeted complex // Nature. 1978. V. 273. P. 527 - 530.
 8. *Ealey P.J., Knox G.D.* The Pre-Tertiary rocks of SW Cyprus // Geologie Mijnb. 1975. V. 54. P. 85 - 100.
 9. *Graham G.* Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman Mountains // Ophiolites: Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus. 1980. P. 414 - 423.
 10. *Juteau T.* Les ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides occidentalis, Turquie). Petrologie d'un fragment de l'ancienne croûte oceanique tethysienne // Sciences de la Terre. Nancy, 1975. Mem. 32. 692 p.
 12. *Lapierre H.* Les formations sedimentaires et eruptives des Nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre occidentale) // Mem. Soc. Geol. Fr. 1975. V. LIV. № 132. 127 p.
 13. *Lapierre H., Rocci G.* Un bel exemple d'association genetique laves-radiolarites-calcaires: la formation triassique de Petra tou Romiou (Chypre) // C. R. Acad. Sci. Paris. D. 1970. V. 268. P. 2737 - 2740.
 14. *Lapierre H., Rocci G.* Le volcanisme alcalin du Sud-Ouest de Chypre et le probleme de l'ouverture des regions tethysiennes au Trias / Tectonophysics. 1976. V. 30. P. 299 - 313.
 15. *Parrot J.-F.* Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusifs du volcano-sedimentaire. Petrologie d'un fragment de la croûte oceanique tethysienne charrie sur la plateforme syrienne // Trav. et Poc. Serie geol. O.R.S.T.O.M. 1977. V. 6. P. 97 - 126.
 16. *Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* The Mamonia Complex, southwest Cyprus: the evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. V. 90. № 3. P. 651 - 665.
 17. *Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Tectonic setting of the Troodos massif in the East Mediterranean // Ophiolites: Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus, 1980. P. 36 - 49.
 18. *Schmincke H.-U., von Rad U.* Neogene evolution of Canary Island volcanism inferred from ash layers and volcanoclastic sandstones of DSDP site 397 (Leg 47A) // Init. Rept. of DSDP. Washington: US Govern. Print. Off., 1979. V. 47A. P. 703 - 725.
 19. *Swarbrick R.E.* The Mamonia Complex of S.W. Cyprus: A Mesozoic continental margin and its relationship to the Troodos Complex // Ophiolites: Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus, 1980. P. 86 - 92.
 20. *Yilmaz P.O.* The Alakir cay unit, Antalya complex: a tectonic enigma // Geology of the Taurus belt / Eds. O. Teke-li, M.C. Goncuoglu. Ankara: MTA, 1984. P. 27 - 40.

Рецензент: Н.В. Короновский

Structure, Composition and Tectonic Significance of the Mesozoic Dhiarizos Group (Southwestern Cyprus)

A. Ya. Sharaskin, Yu. V. Karyakin, A. L. Knipper, T. N. Kheraskova

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The detailed mapping of an area in the southwestern Cyprus revealed that rocks of the Mamonia complex form two nappes thrust northward over the pillow lavas and sedimentary formations of the Troodos massif. The lower nappe consists mainly of volcano-sedimentary rocks of the Dhiarizos Group. Its volcanic rocks previously defined as alkaline Late Triassic lavas include as well the Late Jurassic-Noecomian volcanic formation distinguished for the first time. Among the Late Triassic lavas, there are also tholeiites of MORB and island-arc affinities. Some ultrabasic blocks in serpentinite melange zones of the lower nappe have associated opicalcites and cement-free ophiolitic breccias of the post-Triassic (?) age. Fragments of volcanic and sedimentary rocks from the ophiolite sequence of the Troodos massif do not occur as blocks in these serpentinite melanges. It is very likely from this data that the melange matrix and enclosed blocks of ultrabasites, gabbros, lavas and amphibolites have no genetic relations to the Troodos complex, and characterize an older ophiolite sequence formed at earlier (Jurassic-Early Cretaceous) evolutionary stages of the Mamonia basin.

ОТВЕТ НА КОММЕНТАРИЙ М.Н. ШАПИРО К СТАТЬЕ “ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО МАССИВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД”

© 1995 г. В. П. Зинкевич

Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 17.04.95 г.

В № 6 журнала “Геотектоника” (1994) был опубликован комментарий М.Н. Шапиро к статье [1], описывавшей строение северо-восточной части обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород. Поскольку затрагиваемые вопросы имеют важное для понимания геологии Камчатки значение, следует проанализировать опубликованную критику.

В чем же суть возникшей полемики? В первую очередь, она связана с различной трактовкой геологического строения восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород и с разной интерпретацией палеотектонических соотношений имеющихся здесь стратиграфических подразделений. Возраст традиционно выделявшихся в этом районе кирганинской, ирунейской, хозгонской и барабской свит обоснован недостаточно. Палеонтологические остатки не позволяют судить о том, какая из этих свит моложе или древнее, и можно лишь констатировать, что имеющиеся разрозненные датировки укладываются в пределах кампана-маастрихта. В то же время тектонические контакты между весьма различными по происхождению ассоциациями слагающих эти свиты пород затрудняют вопрос об их былых соотношениях.

В последнее время появились представления о том, что некоторые из этих свит были связаны в прошлом фациальными взаимопереходами. Однако трактовка таких соотношений во многом была дискуссионной; особенно большие споры вызывало положение в едином фациальном ряду континентальных образований барабской свиты. Некоторые исследователи, в частности, М.Н. Шапиро [7], вообще склонялись к мысли о том, что залегающие на метаморфитах Срединно-Камчатского массива отложения этой свиты более типичны для налегеновых формаций Камчатки. Полученные нами материалы [1] о строении покровных пластин к востоку от этого массива позволяют считать наиболее убедительной точку зрения о том, что здесь в единой структуре текто-

нически совмещены фрагменты различных частей единого палеобассейна кампан-маастрихтского возраста.

Не меньшую полемику вызывает значение горизонтальных перемещений в рассматриваемом районе. После тематических работ и геологической съемки масштаба 1 : 50000 (В.Н. Лукьянов и М.Е. Бояринова) уже давно было известно, что метаморфические комплексы по надвигу перекрыты разнообразными меловыми породами. Внутреннее же строение аллохтона не было охарактеризовано в литературе. М.Н. Шапиро и его соавторы [7] отмечали, что “амплитуда и значение надвигов не вполне ясны”, предполагая, что “горизонтальные движения были достаточно локальными и ограниченными по амплитуде” [7, с. 19].

Наши тематические работы показали, что надвиги и тектонические покровы не являются какими-либо осложняющими дислокациями, а определяют покровный стиль тектоники рассматриваемого района. При этом строение отдельных тектонических пластин отражает особенности формирования пород в различных частях палеобассейна седиментации. Такая трактовка этих соотношений [1] существенно отличается от предыдущих, и поэтому весьма неубедительным выглядит утверждение М.Н. Шапиро о том, что наша интерпретация основных черт строения этого участка не содержит существенных отличий от той, которая была дана в [7]. Авторы статьи [1] вносят определенные, может быть, и незначительные, с точки зрения М.Н. Шапиро, но важные изменения в схему расчленения меловых пород северо-восточного обрамления Срединно-Камчатского массива, пересматривая объем и структурную позицию ряда меловых образований. Мы сохранили, в значительной мере во избежание путаницы, собственные названия выделенных ранее кирганинской, хозгонской и барабской свит, но существенно пересмотрели их объем и строение.

Принципиально пересмотрено строение ирунейской свиты. В ее составе установлены находящиеся в тектонических соотношениях толщи различного литологического состава (их объем не соответствует ранее выделявшимся в единой стратиграфической последовательности подсвитам); получены новые возрастные датировки. Изучение разрезов этих толщ и особенностей их стратификации и фациальной изменчивости, выделение основных генетических типов отложений и выяснение их состава позволили сделать важный вывод о том, что формирование толщ происходило в одном палеобассейне, но на разном расстоянии от зоны вулканических извержений (островной дуги). Вообще полученные при изучении пород ирунейской "свиты" данные свидетельствуют о том, что к этим образованиям лучше применять более свободный в толковании термин "комплекс".

По последним данным [4], возраст "низов ирунейской свиты" в структуре Лесновского поднятия, соответствующих энигскому комплексу (базальты MORB, яшмы), позднекампан-маастрихтский. По тем же данным, возраст ирунейского комплекса сангой-кампанский. Поэтому нет данных для утверждения о существовании в рассматриваемом районе единого разреза, в котором бы островодужные разрезы (К,п) надстраивали окраинноморские образования (ирунейский комплекс).

Дискуссионно утверждение М.Н. Шапиро [6] о том, что различия в составе барабской и хозгонской свит противоречат представлениям об их фациальных соотношениях в прошлом, поскольку эти отличия характеризуют прежде всего различия в источниках обломочного материала. Во всяком случае такие соотношения не противоречат нашей модели, так как накопление пород барабской свиты происходило в результате местного размыва на Срединно-Камчатском микроконтиненте (?), а накопление пород хозгонской толщи шло в основном при размыве складчатых областей дна Охотского моря или мезозойд Северо-Востока в глубоководных условиях вблизи континентальных окраин. Влияние размыва метаморфических пород Срединно-Камчатского массива на седиментацию хозгонских отложений проблематично, но, строго говоря, отвергать его нельзя.

Значительная часть критики нашей интерпретации соотношений выше отмеченных свит основана на анализе геологического строения небольшого по площади участка в верховьях р. Химки. Здесь между метаморфитами Срединно-Камчатского массива и конгломератами барабской свиты многими исследователями отмечались выходы кремнисто-вулканогенных образований ирунейской "свиты", на положение которых существуют, как отмечалось [7], разные точки зрения: 1) согласно перекрыты барабскими конгломератами

(И.А. Сидорчук); 2) представляют собой автохтонный или параавтохтонный комплекс, подстилаемый своими метаморфическими аналогами и несогласно перекрытый барабскими конгломератами (Е.М. Ерещко); 3) представляют собой останцы размытого добарабского тектонического покрова (М.Н. Шапиро).

Но отражают ли эти точки зрения имеющийся материал? Отнюдь нет. Наши данные свидетельствуют о том, что в бассейне р. Химки породы ирунейского комплекса действительно слагают тектоническую линзу между барабскими конгломератами и метаморфическими образованиями (в этом наши взгляды сходятся с М.Н. Шапиро). Но дело в том, что сами барабские конгломераты в этом районе сорваны со своего основания и существенно тектонически переработаны в зоне воздействия вязко-пластичных деформаций, связанных с процессом проявления субгоризонтальных сдвигов (в широком понимании этого термина). Это позволяет легко объяснить, почему небольшие фрагменты ирунейских пород отмечаются под барабскими конгломератами (работа по этому поводу находится в печати), не прибегая к палеолитологически не обоснованным предположениям о палеогеновом возрасте барабской свиты.

М.Н. Шапиро отмечает, что мы не затронули ряд вопросов: с чем связано появление мощной континентальной молассы, предшествующей даже самым ранним проявлениям рассмотренных в статье тектонических движений? С чем связано проявление здесь же андезитово-дацитового вулканизма, в большинстве случаев имеющего надсубдукционную природу? Как интерпретируются известные данные [5] о комагматичности кирганикской свиты и габбро-пироксенитовых интрузий, прорывающих метаморфиты? Каким образом покровные пластины перемещались вверх по склону на микроконтинент? Что происходило с океанической литосферой, первоначально подстилавшей эти пластины?

Список этих вопросов можно было бы легко продолжить. Но подробно обсуждать их в ограниченной по объему и посвященной конкретному вопросу статье невозможно. Тем более, что большинство из них далеко выходит за рамки обсуждаемого в статье [1] материала.

Так, причина появления молассовых барабских отложений требует выяснения истории Срединно-Камчатского массива. Каково бы ни было его происхождение, для нашей работы было важно, что в конце мела этот массив уже существовал как приподнятая структура. Особого обсуждения требует и объяснение появления кислого вулканического материала в породах барабской свиты. Вопрос о механизме перемещения аллохтонных пластин на метаморфиты находит решение в рамках предложенной нами ранее концепции

об аккреционной структуре докайнозойского фундамента Камчатки.

Смысл некоторых проблем, которые ставит М.Н. Шапиро, неясен. Так, касаясь вопроса о комагматичности эффузивов кирганинской свиты и габбро-пироксенитовых тел южнее рассматриваемого района, сам же рецензент справедливо отмечал, что "определения абсолютного возраста пироксенитов делались по биотиту, первичность которого не всегда однозначна. Выводы же о комагматичности пироксенитов и щелочных базальтоидов кирганинской свиты нуждаются в подкреплении с применением современных аналитических методов" [7, с. 19]. С тех пор мало что изменилось в решении вопроса о возрасте и комагматичности отмеченных образований, так что использовать этот аргумент для ограничения масштаба горизонтальных сокращений преждевременно. Это тем более существенно, что Ю.Н. Разницин, один из соавторов М.Н. Шапиро в работе [7], вообще пришел к выводу об аллохтонном залегании габбро-пироксенитовых тел, что делает вопрос о таком ограничении неправомерным.

В заключение хочется отметить, что неопределенности возрастных характеристик целого ряда стратиграфических подразделений докайнозойского фундамента Камчатки еще долго будут провоцировать дискуссии относительно их соотношений. Сложнейший объект, каковым является рассматриваемый в нашей статье район, действительно допускает различные толкования некоторых геологических соотношений. Но, с нашей точки зрения, предложенная модель формирования обрамления Срединно-Камчатского массива наиболее полно отражает имеющиеся материалы. В то же время в этой работе мы не претендовали на рассмотрение целого ряда вопросов, которые ставит перед нами оппонент. Важно, чтобы в научной дискуссии критика была адекватна поставленной проблеме.

Появившиеся в последние годы новые материалы [2, 3, 8] о тектонической расслоенности не только меловых образований обрамления, но и собственно метаморфитов Срединно-Камчатского массива привлекают внимание к вопросу о ро-

ли тектонического фактора при формировании метаморфических комплексов, характеру и времени проявления тектонических границ в метаморфитах, природе протолита и т.д. Дальнейшее критическое развитие таких идей, имеющих непосредственное отношение к рассматриваемой в статье тематике, может дать новые нетрадиционные варианты формирования докайнозойского фундамента Камчатки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И.* Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // *Геотектоника*. 1994. № 1. С. 81 - 96.
2. *Кузнецов Н.Б.* Докайнозойская тектоника фундамента Курило-Камчатской островной дуги: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1994. 24 с.
3. *Рихтер А.В.* Строение Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 78 - 91.
4. *Федорчук А.В., Извеков И.Н.* Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1992. № 12. С. 147 - 152.
5. *Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый вулканизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
6. *Шапиро М.Н.* О статье В.П. Зинкевича, С.Ю. Колодяжного, Л.Г. Брагиной, Е.А. Константиновской, П.И. Федорова "Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород" // *Геотектоника*. 1994. № 6. С. 89 - 91.
7. *Шапиро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // *Очерки по геологии востока СССР* / Ред. Пушаровский Ю.М., Зинкевич В.П. М.: Наука, 1986. С. 5 - 21.
8. *Bondarenko G.E., Sokolov S.G., Kusnetsov N.B.* Transformation of mafic crust to sialic on at plates convergent borders (for example of Kamchatka) // *L.P. Zonenshain memor. Confer. On plate tectonics*. Moscow, November 17 - 20. 1993. Abstr. P. 41 - 42.

С. В. РУЖЕНЦЕВУ – 60 ЛЕТ



24 ноября 1995 г. исполняется 60 лет Сергею Васильевичу Руженцеву, крупному тектонисту, главному научному сотруднику Геологического института РАН, доктору геолого-минералогических наук, профессору.

С.В. Руженцев является ярким представителем “новой волны” тектонистов Геологического института РАН, продолжающих и развивающих традиции московской тектонической школы, созданной А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским, А.В. Пейве, Н.П. Херасковым, А.Л. Яншиным, Ю.М. Пушаровским и многими другими учеными старшего поколения.

Его труды отличаются пронизательностью, ясностью мысли, фундаментальностью творческих разработок, масштабностью выводов. В общей сложности Сергеем Васильевичем опубликовано 144 работы, в том числе 6 монографий.

Широкую известность С.В. Руженцеву принесли его тектонические исследования на Урале, Памире, в Тянь-Шане, на Северо-Востоке России, в Алтае-Саянской области, Монголии. Блестящий полевой геолог-структурщик, С.В. Руженцев внес огромный научный вклад в процесс пересмотра с мобилистских позиций строения и развития Уральского и Центрально-Азиатского складчатых поясов, Корякского нагорья, Памира. Полученные в результате этих исследований новые данные и их анализ легли в основу ряда крупных научных обобщений С.В. Руженцева, в которых рассмотрен широкий круг актуальных научных

проблем современной тектоники, включающий типизацию и механизмы формирования шарьяжей, закономерности образования линейных межконтинентальных складчатых поясов и краевых офиолитовых аллохтонов, механизмы проявления периферической аккреционной тектоники, сравнительный структурный и формационный анализ современных и палеозойских океанов, модель рассеянного спрединга в палеозойских океанических бассейнах, тектоническую расслоенность литосферы и формы ее проявления на разных структурных уровнях и ряд других вопросов, в которых раскрылся большой талант С.В. Руженцева как ученого-теоретика.

С.В. Руженцев – потомственный геолог. Он родился и вырос в семье В.Е. Руженцева – известного палеонтолога и стратиграфа и И.В. Хворовой, одного из крупнейших русских литологов. В его становлении как ученого-тектониста большую роль сыграл А.В. Пейве, под непосредственным руководством которого началась его научная деятельность в Геологическом институте РАН и достойным учеником и продолжателем дела которого, в конечном счете, он стал.

Уже в начале своего творческого пути (1959 - 1970 гг.) С.В. Руженцев своими работами обосновал покровно-складчатую структуру Памира и разработал механизм тектонического расслоения верхних горизонтов земной коры в результате формирования сорванных тектонических покровов. Он показал, что в основе процесса лежат явления послышного латерального перераспределения горных масс, максимално проявленные на глубинных уровнях. Одновременно была выявлена большая роль крупномасштабных сдвигов, определивших орогенную структуру Памира и Тянь-Шаня. Научным итогом этих работ стала его монография “Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании альпийской структуры”, защищенная им в качестве кандидатской диссертации в 1965 г.

С 1971 г. С.В. Руженцев начинает работать на Урале, где он активно изучает структурные взаимоотношения Уральского складчатого пояса и Восточно-Европейской платформы. На примере этого региона им была разработана кинематическая модель формирования линейных складчатых поясов этого типа, в основе которой лежит активное пододвигание континентальных массивов под сложные палеоокеанические структуры.

Процесс выдавливания палеоокеанических комплексов и их надвигание на платформу сопровождается тектоническим расслоением, меланжированием и внедрением офиолитов. Так родилась получившая широкую известность концепция краевых офиолитовых аллохтонов как структур взаимодействия палеоконтинентов и палеоокеанов. Обоснованию этой концепции посвящена монография С.В. Руженцева “Краевые офиолитовые аллохтоны”, ставшая основой успешно защищенной им в 1973 г. докторской диссертации.

Другим важным аспектом исследований С.В. Руженцева на Урале является разработка на примере Сакмарской зоны принципов конкретной палинастики покровно-складчатых зон, основанных на фациальности тектонических покровов, что позволило ему восстановить первичную структурно-формационную зональность и создать одни из первых в нашей стране региональные палеотектонические реконструкции покровно-складчатых сооружений.

Следующим регионом, в изучении которого С.В. Руженцев внес значительный вклад, стало Корякское нагорье. Его работами было показано, что Корякский сектор Тихоокеанского тектонического пояса характеризуется принципиально иными чертами тектонического строения и развития по сравнению с Уралом или Памиром. Развитые здесь мезозойские и кайнозойские аккреционные системы, формировавшиеся на границе Азиатского континента и Тихого океана, возникли в результате приращения к краю континента деформированных комплексов отложений островных дуг, преддуговых и задуговых бассейнов. Установлено последовательное омоложение этих аккреционных систем в сторону океана. При этом была выявлена большая роль в аккреционном процессе шарьяжей, а также установлены проявления тектонического расслоения коры и мантии.

В результате обобщения геологических материалов по столь разным по строению и особенностям тектонического развития регионов России, особенно по формационному составу комплексов отложений ранних стадий развития складчатых поясов, в том числе и офиолитам и сравнению с вещественными комплексами дна современных океанов, С.В. Руженцев (совместно с Ю.М. Пущаровским) в середине 80-х годов пришел к принципиальному, в то время совершенно новому выводу о большой роли в процессе становления палеоокеанов явления рассеянного разноориентированного спрединга. В настоящее время идея о рассеянном спрединге океанической коры, осо-

бенно в окраинных бассейнах, активно развивается учеными многих стран.

Новый и также необычно плодотворный этап научной деятельности С.В. Руженцева начался в 1982 г., когда он приступил в составе большой группы геологов Геологического института РАН к изучению Центрально-Азиатского палеозойского складчатого пояса, сконцентрировав свои исследования на территории Монголии и Северо-Западного Китая. Коллективные работы, в выполнении которых роль С.В. Руженцева очень велика, привели к новым весьма важным выводам о тектоническом строении и геодинамическом развитии в палеозое Центрально-Азиатского складчатого пояса – о его гетерогенности, обусловленной сочетанием в структуре мозаичных аккреционных систем и линейных коллизионных поясов; о соответствии этих разных в структурно-морфологическом отношении складчатых областей и поясов разным классам палеоокеанических структур; о различиях в строении офиолитовых комплексов в этих двух классах палеоокеанических структур; наконец, о микроплитной тектонике Центрально-Азиатских палеоокеанических структур как результате взаимодействия и интерференции тектонических процессов в области сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли.

Результаты исследований С.В. Руженцева высоко оценены научной общественностью России. В 1988 г. ему за цикл работ “Раннегеосинклинальные формации и структуры” была присуждена премия АН СССР им. Н.С. Шатского. Приятно отметить, что и в год своего шестидесятилетия профессор С.В. Руженцев в составе группы ученых Геологического института РАН удостоен Государственной премии России за цикл работ “Тектоническая расслоенность литосферы”.

Много лет юбиляр входит в состав Экспертного совета по наукам о Земле ВАКа, активно работает как заместитель председателя спецсовета ГИНа по присуждению ученых степеней по геологии, тектонике и геологии морей и океанов.

Как личность его отличают принципиальность, прямота суждений, неутомимость в научном поиске. Все это снискало ему в коллективе большое уважение.

Сергей Васильевич находится в расцвете таланта и творческих сил. Желаем ему дальнейших успехов в его научной деятельности и на жизненном пути.

*Редколлегия журнала “Геотектоника”
Межведомственный тектонический комитет*

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по сводному Каталогу Федерального управления почтовой связи (“ФУПС”). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе “АРЗИ”.

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!

“НАУКА” ♦♦♦♦ МАИК “НАУКА” ♦♦♦♦ “ИНТЕРПЕРИОДИКА”

**Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал	<i>Acoustical Physics</i>
Астрономический вестник	<i>Solar System Research</i>
Астрономический журнал	<i>Astronomy Reports</i>
Биология моря	<i>Russian Journal of Marine Biology</i>
Биоорганическая химия	<i>Russian Journal of Bioorganic Chemistry</i>
Вестник РАН	<i>Herald of the Russian Academy of Sciences</i>
Водные ресурсы	<i>Water Resources</i>
Вопросы ихтиологии*	
Высокомолекулярные соединения	<i>Polymer Science. Series A</i>
	<i>Polymer Science. Series B</i>
Генетика	<i>Russian Journal of Genetics</i>
Геология рудных месторождений	<i>Geology of Ore Deposits</i>
Геотектоника*	
Доклады РАН	<i>Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,</i> <i>Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,</i> <i>Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,</i> <i>Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,</i> <i>Physics—Doklady</i>
Журнал аналитической химии	<i>Journal of Analytical Chemistry</i>
Журнал неорганической химии	<i>Russian Journal of Inorganic Chemistry</i>
Журнал органической химии	<i>Russian Journal of Organic Chemistry</i>
Журнал физической химии	<i>Russian Journal of Physical Chemistry</i>
Защита металлов	<i>Protection of Metals</i>
Известия АН. Серия биологическая	<i>Biology Bulletin</i>
Известия АН. Физика атмосферы и океана*	
Кинетика и катализ	<i>Kinetics and Catalysis</i>
Коллоидный журнал	<i>Colloid Journal</i>
Координационная химия	<i>Russian Journal of Coordination Chemistry</i>
Космические исследования	<i>Cosmic Research</i>
Кристаллография	<i>Crystallography Reports</i>
Литология и полезные ископаемые	<i>Lithology and Mineral Resources</i>
Микробиология	<i>Microbiology</i>
Микроэлектроника	<i>Russian Microelectronics</i>
Неорганические материалы	<i>Inorganic Materials</i>
Океанология*	
Онтогенез	<i>Russian Journal of Developmental Biology</i>
Оптика и спектроскопия	<i>Optics and Spectroscopy</i>
Петрология	<i>Petrology</i>
Письма в Астрономический журнал	<i>Astronomy Letters</i>
Почвоведение*	
Прикладная биохимия и микробиология	<i>Applied Biochemistry and Microbiology</i>
Проблемы прогнозирования	<i>Studies on Russian Economic Development</i>
Программирование	<i>Programming and Computer Software</i>
Радиохимия	<i>Radiochemistry</i>
Стратиграфия. Геологическая корреляция	<i>Stratigraphy and Geological Correlation</i>
Теоретические основы химической технологии	<i>Theoretical Foundations of Chemical Engineering</i>
Теплофизика высоких температур	<i>High Temperature</i>
Теплоэнергетика	<i>Thermal Engineering</i>
Труды ордена Ленина Математического института имени В.А. Стеклова	<i>Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics</i>
Физика Земли*	
Физика и химия стекла	<i>Glass Physics and Chemistry</i>
Физика металлов и металловедение	<i>The Physics of Metals and Metallography</i>
Физика плазмы	<i>Plasma Physics Reports</i>
Физиология растений	<i>Russian Journal of Plant Physiology</i>
Химия высоких энергий	<i>High Energy Chemistry</i>
Экология	<i>Russian Journal of Ecology</i>
Электрохимия	<i>Russian Journal of Electrochemistry</i>
Ядерная физика	<i>Physics of Atomic Nuclei</i>

**Журналы Российской академии наук выходят в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis

* В 1995 г. журналы издаются издательством “Наука” и МАИК “Наука” только на русском языке.