

Номер 4

Июль - Август 1995

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



XXX

1965 ЛЕТ 1995



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 1995 Июль - Август

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

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 4, 1995

Николай Сергеевич Шатский и современность (к 100-летию со дня рождения)

А. И. Суворов 5

Авлакогены платформ Северной Евразии

Р. Г. Гарецкий 16

Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии
как результат взаимодействия Тихоокеанского
и Индо-Атлантического сегментов Земли

С. В. Руженцев, А. А. Моссаковский 29

Формационный анализ и современная геодинамика

Т. Н. Хераскова 48

Историко-геологический подход к геодинамическим явлениям в океане

А. С. Перфильев 61

Тектоника Индийского океана

Ю. М. Пуцаровский 73

ХРОНИКА

Совещание "Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии"

Ю. В. Карякин 92

Contents

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

Number 4, 1995

Nikolai Sergeevich Shatskii and the present time (to his centennial birthday)

A. I. Suvorov 5

Aulacogens of North Eurasian Platforms

R. G. Garetsky 16

Geodynamics and tectonic evolution of Central Asian paleozoids
as a result of interaction between the Pacific and Indo-Atlantic segments of the Earth

S. V. Ruzhentsev, A. A. Mossakovsky 29

Formational Analysis and modern geodynamics

T. N. Kheraskova 48

History-geological approach geodynamic occurrences in the ocean

A. S. Perfil'ev 61

Tectonics of the Indian ocean

Yu. M. Pushcharovsky 73

Chronicle

The conference on "Tectonics of sedimentary basins of North Eurasian"

Yu. V. Karyakin 92

Сдано в набор 04.04.95 г.

Подписано к печати 13.06.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 6.1 тыс.

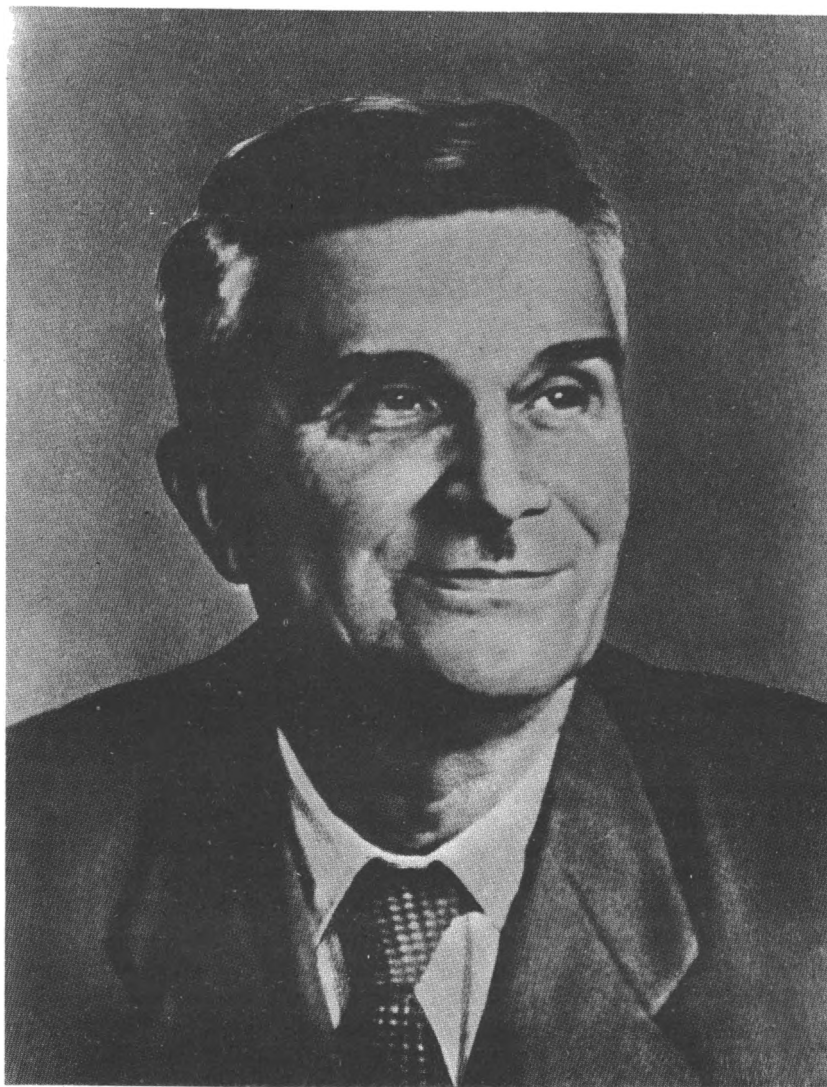
Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 490 экз.

Зак. 2778

НИКОЛАЙ СЕРГЕЕВИЧ ШАТСКИЙ



В связи со 100-летием со дня рождения крупнейшего геолога-тектониста, академика Н.С. Шатского, редакция обратилась к ученым, Лауреатам премии его имени, написать статьи для специального выпуска журнала, посвященного указанной памятной дате. Нижепубликуемые статьи Р.Г. Гарецкого, С.В. Руженцева и А.А. Моссаковского, Т.Н. Херасковой и А.С. Перфильева являются откликом на наше обращение.

УДК 551.24

НИКОЛАЙ СЕРГЕЕВИЧ ШАТСКИЙ И СОВРЕМЕННОСТЬ (К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

© 1995 г. А. И. Суворов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.09.94 г.

Рассмотрены основные результаты исследований Н.С. Шатского в области геотектоники. Особое внимание обращено на четыре аспекта – методологический, морфотектонический, историко-геологический и генетический. Отражено также понимание Н.С. Шатским истории геологических знаний и философии геологии. Показано значение этих исследований для современной геотектоники.

ВВЕДЕНИЕ

28 августа 1995 г. исполняется сто лет со дня рождения Николая Сергеевича Шатского – выдающегося геолога России, крупного организатора науки, талантливого педагога и просто замечательного человека.

Автору этих строк посчастливилось довольно близко знать Николая Сергеевича в последние двадцать лет его жизни (он умер 1 августа 1960 г.), когда он уже был именитым авторитетным ученым, признанным главой московской тектонической школы. В 1940 г., будучи студентом МГРИ, я слушал его блистательные лекции по общей и региональной тектонике, годом позже он был руководителем моей дипломной работы, а по окончании Второй мировой войны я стал сотрудником руководимого им тектонического отдела в Геологическом институте Академии наук СССР.

О жизни и трудах Н.С. Шатского написано несколько десятков крупных статей и значительно больше мелких заметок, опубликованных в связи с его юбилеями и памяtnыми датами. Широко известны его открытия в области стратиграфии. Он обосновал, например, необходимость выделения в истории Земли докембрийской рифейской эры, отнеся к этому интервалу времени формирование значительной части одной из древних оболочек земной коры. В области литологии он многое сделал для разработки вопроса о фациях осадочных и вулканогенно-осадочных отложений и создал учение об объединяющих их формациях. Много нового Николай Сергеевич внес в выяснение закономерностей размещения полезных ископаемых и в организацию работ этого профиля. В области тектоники им обоснованы и внедрены в практику новые методические направления в выявлении коровых структур и истории их формирования. Интересны его философские взгляды на происходящие в Земле тектонические процессы. С философских позиций он подходил и к оценке истории геологических знаний, изучение

которой считал очень важным делом. В общем, Николай Сергеевич был геологом очень широкого кругозора и, по меткому замечанию А.Л. Яншина, вероятно, именно поэтому он был хорошим тектонистом.

В тектонической структуре верхних оболочек Земли Н.С. Шатский видел закономерное многообразие геологических тел разного масштаба и формы, будь то отдельные слои, или формации, или складки и группы складок, или блоки, объединенные в естественные парагенезы и характеризующиеся длительным поступательным развитием. Он считал, что геотектоника “пытается решать конечные и наиболее общие вопросы геологии” и “почти всегда пронизывает все области геологических исследований” [31, с. 62]. Отсюда происходила примечательная черта его характера как руководителя больших комплексных работ – он легко воспринимал разные тематические увлечения своих сотрудников и мирился даже с теми работами, которые противоречили его убеждениям. Так или иначе все они в конце концов находили свое место в предлагавшихся им более широких, всегда интересных схемах. И неудивительно, что многие его идеи, соображения, вводимые им новые структурные понятия считались эталонными и долгое время в 40-е и 50-е годы служили основой для целого ряда индивидуальных и коллективных научных разработок в нашей стране и за рубежом, – они удачно вписывались в системы господствующих тогда взглядов.

Однако уже в 60-е годы эти взгляды существенно изменились. Полученные новые геологические и особенно геофизические данные по континентам и океанам выдвинули на первый план иные представления о структурах литосферы и о механизмах их образования. Была сформулирована новая всеобъемлющая гипотеза – “новая глобальная тектоника” или, точнее, “тектоника литосферных плит”, принявшая в качестве главного механизма формирования тектонических

структур горизонтальные перемещения плит на огромные, тысячекилометровые расстояния. Новая гипотеза довольно быстро стала популярной среди геологов многих стран и уже к концу 70-х годов завоевала всеобщее признание. Соответственно, возникла естественная необходимость пересмотра и переоценки господствовавших до этого взглядов, а также и имевшихся фактических данных.

В истории геологических знаний (особенно в геотектонике) такие “революции”, как известно, случались неоднократно. Например, с появлением гипотезы контракции и под давлением новых фактов во второй половине XIX века представления о доминирующей роли вертикальных сил в образовании тектонических структур сменились представлениями о примате сил горизонтальных. На рубеже XIX и XX веков большое внимание стали уделять различным вариантам гипотезы дрейфа континентов, которые на какое-то время во многих публикациях вытеснили тезис о преобладании в земной коре вертикальных движений. Последние, в свою очередь, в 30 - 50-е годы текущего столетия вновь стали привлекаться для объяснения многих сторон дислокационного процесса. Таких убеждений до конца жизни придерживался, в частности, и Н.С. Шатский.

В связи со сказанным представляется целесообразным соотнести основные разделы научного наследия Н.С. Шатского с современными исследованиями и попытаться показать их роль, значение и применимость к новейшим теоретическим разработкам.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ РАБОТЫ

Прежде всего надо обратиться к наиболее ранним работам Шатского, когда складывалась личность Николая Сергеевича как крупного геолога. В первые десять лет, начиная с 1922 г., он проводил исследования в Южном Поволжье, в Подмосковье, в северной части Донецкого бассейна, на Кавказе, в Прибайкалье и Забайкалье, решая самые разные вопросы стратиграфии, литологии и тектоники. Его работы уже тогда отличались высоким профессионализмом, поэтому многие его выводы сохранили свое значение до сих пор. Это касается, например, выявления Астраханно-Саратовской зоны сбросов на юге Русской плиты [1], подтвержденной в значительной мере более поздними геолого-геофизическими исследованиями. В статье “О тектонике северной части Донецкого бассейна” [2] Николай Сергеевич на основании анализа изменчивости мощностей и фаций каменноугольных отложений в связи со складчатостью впервые выдвинул идею о длительном конседиментационном формировании антиклиналей и синклиналей. Позже этот его опыт был широко

использован и развит как отечественными, так и зарубежными геологами. В другой работе по этому же району он сопоставил дислокации палеозойского фундамента и мезозойско-кайнозойского чехла и показал, что дизъюнктивы фундамента находят в чехле выражение в виде флексур, предвосхитив тем самым многочисленные более поздние аналогичные исследования на древних и молодых платформ.

В нескольких публикациях 1925 - 1927 гг. по Кавказу Н.С. Шатский [3, 4] выделил в меловых и третичных отложениях четыре типа нарушений – надвиги, пластовые сдвиги, послезэрозионные надвиги и сдвинутые или сдернутые покровы, а также связанные с ними дисгармоничные складчатые деформации. Происхождение тех и других он объяснил тангенциальным сжатием неоднородных по литологическому составу слоев и изменчивостью их механических свойств, усиленной воздействием глубинных грунтовых вод. Особое внимание он уделил межпластовым срывам и горизонтальным перемещениям по межпластовым тектоническим поверхностям, выявленным им в разных частях разреза. Тем самым он одним из первых указал на региональную тектоническую расслоенность земной коры. Это направление в тектонических исследованиях сейчас, спустя столетия, занимает, как известно, одно из ведущих мест.

В этих же работах Н.С. Шатский коснулся дислокационных брекчий, сопровождающих пластовые надвиги и сдвиги, которые он назвал “тектоническими конгломератами”. По размерам, форме и составу слагающих их “галек” и “валунов” он даже пытался определить горизонтальный и вертикальный размах пластовых перемещений. В настоящее время подобные образования привлекаются многими (под названием разного рода меланжей) в качестве диагностического признака горизонтальных движений.

В 1929 г. Н.С. Шатским в соавторстве с М.М. Жуковым, Е.В. Милановским и В.Е. Руженцевым [5] был рассмотрен вопрос о генезисе дислокационных брекчий в Азербайджане. Среди них под буквенными индексами были выделены брекчии трения (скольжения), гомогенные брекчии с составом “галек” и “цемента” из одного горизонта, гетерогенные брекчии с компонентами из нескольких горизонтов и нередко с громадными глыбами нормальных пород и с измененным или неизменным цементом. Было подмечено, что брекчии образуют прослой с постепенными или резкими переходами к нормальным породам и следуют всем изгибам нормальных пород, участвуют в строении складок, причем брекчии могут встречаться и среди отложений, залегающих совершенно спокойно, перекрываясь спокойно лежащими слоями. В больших обнажениях брекчии

имеют пестрый вид благодаря беспорядочному чередованию пятен разного цвета. Нередки секущие и пластовые жилы брекчий среди нормальных слоев. В заключение были высказаны соображения о грандиозных брекчиеобразовательных движениях в связи с горизонтальными перемещениями одних комплексов осадочных пород по другим, которые происходили длительно по мере течения орогенической фазы.

При последующих наблюдениях 1928 - 1930 гг. [30] Н.С. Шатский пришел к выводу, что в ряде мест брекчии имеют не только дислокационное, но и осадочное происхождение, будучи связаны с оползневыми явлениями и деятельностью грязевых вулканов. Критерии разделения тех и других не были указаны, однако важность изучения подобных образований была убедительно доказана. Спустя четверть века брекчии осадочного происхождения получили название "олиостром" (Г. Флорес, 1955 г.), а еще позже, в 70-е и 80-е годы, некоторые их типы стали использоваться многими в нашей стране и за рубежом для доказательства существования конседиментационных надвигов и шарьяжей, направленных во внутренние части прогибающихся бассейнов.

Из ранних работ Н.С. Шатского надо еще отметить небольшую статью "К вопросу о происхождении роменских гипсов" [6]. Она интересна тем, что в ней происхождение небольших выходов гипсов на севере Украины, которое трактовалось очень противоречиво, путем сравнения Украинской меловой мульды с более изученной третично-меловой мульдой штатов Техас и Луизиана, изобилующей соляными куполами, также было связано с существованием соляных куполов. Поскольку же в Техасе такие структуры были нефтеносны, то Шатский предположил возможность обнаружения нефти и в описываемом районе (что уже в 1935 г. было подтверждено бурением). Это был первый опыт нового, сравнительно-тектонического, анализа в геологии, который впоследствии Николай Сергеевич неоднократно и очень успешно применял для решения самых различных вопросов и который сейчас широко применяется и другими геологами.

Цикл ранних работ Н.С. Шатского завершает большая статья о тектонике Сибирской платформы [7]. На основании имевшихся довольно противоречивых и скудных материалов Николай Сергеевич наиболее точно указал границы платформы (принимаемые и сейчас) и подразделил ее на несколько основных структурных элементов. Он выделил докембрийские кристаллические глыбы (Северо-Сибирскую, называемую ныне Анабарским массивом, и Алданскую) и показал, что они древнее так называемого "древнего темени Азии" (а не наоборот, как думали раньше). Из более молодых структур отмечены Ленско-Вилуй-

ская, Хатангская и Тунгусская впадины и другие образования. Подробно были рассмотрены и окружающие платформу складчатые зоны, в частности Байкальская, образование которой было связано с сильными орогеническими движениями конца докембрия.

ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ГЕОТЕКТОНИКИ

Последующие работы Н.С. Шатского еще более поражают широтой интересов и философским подходом ко многим проблемам отечественной и зарубежной геотектоники. В них отчетливо прослеживаются четыре основных взаимосвязанных аспекта: методологический, морфотектонический, историко-геологический и генетический.

Методологический аспект

Наиболее важное значение имеют разработанные Николаем Сергеевичем и внедренные им в практику методы тектонического картирования, сравнительно-тектонического анализа и формационный метод.

Тектоническими картами Н.С. Шатский называл такие карты, "на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста", полагая, что "составление их, с одной стороны, является одним из главнейших и активных способов тектонического анализа, с другой же стороны, тектоническая карта представляет самое сжатое графическое выражение тектонического синтеза" [28, с. 447]. По его мнению, главными в такой работе должны быть проблема построения легенды и историко-геологический подход к оценке геологических явлений.

Первая мелкомасштабная тектоническая схема территории СССР была опубликована А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским еще в 1933 г. [8]. В ее основу был положен принцип выделения геосинклинальных зон по возрасту завершающей геосинклинальное развитие главной складчатости и разновозрастных плит. Так, были выделены докембрийские и палеозойские плиты с разной глубиной погружения складчатого фундамента и шесть областей разновозрастной складчатости — древней докембрийской, новой докембрийской, каледонской, герцинской, мезозойской (впервые) и альпийской.

Начиная с 1940 г., руководство работами по составлению тектонических карт перешло непосредственно к Н.С. Шатскому. В 1952 г. им с рядом авторов по тому же принципу, но на новом более обширном материале была составлена и издана Тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 4000000, в 1956 г. — Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5000000,

в 1962 г. (уже после смерти Николая Сергеевича) – Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000.

В конце 50-х годов в Геологическом институте АН СССР под руководством Н.С. Шатского было начато составление Тектонической карты Евразии, опубликованной его последователями и учениками в 1966 г. Наконец, в 1963 г. была издана первая Тектоническая карта Арктики, редактором которой также был Н.С. Шатский.

Анализ фактических данных при составлении всех этих карт позволил произвести детальное тектоническое районирование обширной территории, выделить большой спектр самых разнообразных структурных единиц и разработать терминологический словарь (см. ниже), которым и в настоящее время пользуются как российские, так и зарубежные геологи. Синтез же использованного материала позволил выявить основную общую закономерность геологического развития земной коры – превращение геосинклинальных областей в платформы, причем было отмечено, что “смена геосинклинальных стадий развития платформенным развитием не всегда точно приурочивается к одному и тому же стратиграфическому уровню” [28, с. 527].

В последующих картографических исследованиях, проводимых в России, эта закономерность, которая базировалась в основном на знании геологии материковой коры, была заменена новой более общей закономерностью превращения океанической коры в континентальную, основанной на знании как континентальной, так и океанической коры. Однако и здесь геосинклинально-платформенная теория Н.С. Шатского нашла свое место – в современных схемах процесс превращения геосинклиналей в платформы также учитывается и он отождествлен с формированием гранитно-метаморфического слоя в верхних оболочках земной коры.

Метод сравнительно-тектонического анализа впервые был предложен Н.С. Шатским, как уже отмечалось, в 1931 г. Позже он подробно разрабатывался им в серии статей под общим названием “Сравнительная тектоника древних платформ”. Сюда вошли шесть основных статей: “О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы” [15], “Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы” [18], “Большой Донбасс и система Вичита” [19], “О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями” [20], “О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ)” [21], “О происхождении Пачелмского прогиба” [25], а также многие другие публикации.

Сравнительный анализ осуществлялся Н.С. Шатским по целому ряду параметров, наиболее важ-

ными из которых он считал “строение верхнего покрова и его развитие”, “строение складчатого фундамента”, “границы платформы”, “соотношения между структурами платформ и смежных геосинклиналей” [29, с. 371, 460]. Полученные таким путем данные легли в основу разработанного Н.С. Шатским учения о тектонике древних платформ и составляющих их многообразных форм. Как считал сам Шатский [29, с. 413], этот метод позволил “... значительно подробнее и глубже вскрыть закономерности развития отдельных участков земной поверхности и земной коры в целом, ... установить тектонические гомологи, иногда и сильно отличающиеся в деталях, но сходные по происхождению”, показать, что “... в развитии земной коры нет однообразного постоянного влияния мобильных зон на стабильные платформенные области”, – оно тем меньше, чем платформы крупнее. Наконец, Н.С. Шатский отметил, что “при высоком положении складчатого основания древних платформ, т.е. около щитов ..., отсутствуют краевые прогибы..., а развитие приплатформенных геосинклинальных складчатых систем заканчивается обычно раньше, чем развитие внутренних их частей (миграция складкообразования от платформы). При низком положении складчатого основания древних платформ, т.е. на плитах, всегда развиваются краевые прогибы, а замыкание приплатформенных частей происходит позже замыкания внутренних геосинклиналей (миграция складкообразования к платформе)” [29, с. 489]. Как мне представляется, все эти выводы Н.С. Шатского легко могут вписаться и в современные мобилистские построения.

Формационный метод впервые был использован Н.С. Шатским в 1939 г. в небольшой заметке “О движении и развитии земной коры” [13] для характеристики начальной и конечной стадий развития платформ. А в очерках по тектонике Волго-Уральской области в 1945 г. [16] им было четко сформулировано и само определение формаций: “Формациями мы называем такие естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи, фации и т.д.) которых тесно, парагенетически, связаны друг с другом как в вертикальном, возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном отношении” [29, с. 291]. Было подчеркнуто, что “систематической разработки учения о формациях до сих пор не имеется”, но формации – понятие “... прежде всего тектоническое, ибо они связаны с определенными структурами” [там же].

В 50-х годах Н.С. Шатский неоднократно отмечал, что формации – это прежде всего геологические тела и их нужно изучать геологическими методами. Они трассируют переход от геосинклинали к платформе и как бы иллюстрируют историю развития земной коры.

По Н.С. Шатскому, формации платформ и геосинклиналей “образуют свои характерные ряды, свои парагенезы, постоянно повторяющиеся в каждую эру складчатости в сходных тектонических условиях” [30, с. 155], причем одни из них вертикальные, другие латеральные. На платформах различаются два вида формаций – автохтонные и аллохтонные; первые не содержат обломочных осадков, принесенных с соседних складчатых зон, вторые произошли от разрушения этих последних; по присутствию полезных ископаемых (Mn, P, Al и др.) платформенные формации могут делиться на подгруппы. Подгруппы выделяются и в геосинклинальных формациях, главные из них эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и краевых прогибов. Во всех формациях присутствуют “свои” члены (патрические) и “чужие” (аллофильные), отражающие латеральные связи, а также основные и второстепенные. Далее они могут делиться на формации ранних и более поздних стадий развития земной коры, а также по климатическому признаку, что очень важно для характеристики миогеосинклиналей, краевых прогибов и платформ.

Н.С. Шатский не рассматривал формации в связи с тектоническими движениями, хотя в его вертикальных и латеральных рядах эта идея так или иначе просматривается. И предложенный им парагенетический метод выделения формаций явился для многих прекрасным инструментом для всестороннего познания эволюции земной коры.

В настоящее время этот метод начинает использоваться и в мобилистских построениях, но, к сожалению, не в той степени, в какой он этого заслуживает. В частности, устанавливаются разного рода олистостромовые комплексы, океанические офиолитовые комплексы, островодужные комплексы или, наконец, всевозможные “тектонифации” для доказательства крупномасштабных горизонтальных перемещений и обстановок сжатия либо растяжения земной коры. Некоторые же из них привлекаются для выявления стадий превращения океанической коры в континентальную. Таким образом, формационному методу принадлежит большое будущее.

Морфотектонический аспект

Морфологии тектонических структур и их типизации Н.С. Шатский уделил особенно большое внимание в своих исследованиях. При изучении древних платформ им выделено много новых структурных форм и предложено много новых понятий и терминов. В 1932 г., как уже отмечалось выше, он разработал схему тектонического строения Сибирской платформы, а в 1937 г. выступил со статьей “О тектонике Восточно-Европейской платформы” [11]. Здесь он выразил согласие с некоторыми выводами своих предше-

ственников, например, о природе широких прогибов (А.П. Карпинский), о существовании широких антиклинальных сводов (М.М. Тетяев), о структурных валах (А.П. Карпинский), но и указал также на целый ряд спорных трактовок. На своей тектонической схеме Восточно-Европейской платформы, суммировав все данные, он выделил кристаллические докембрийские массивы, обширную Подмосковную мульду, отделенную от Польской мульды поперечным Полесским валом, Восточно-Русский прогиб, Украинскую меловую мульду и высказал соображения о форме и положении вторичных дислокаций – валов, флексур, разломов.

В другой работе Н.С. Шатский [14] проанализировал историю термина “синеклиза”, предложенного А.П. Павловым еще в 1903 г., и распространил его на мульды как древних, так и молодых платформ, подразумевая под этим термином слабо прогнутые синклиналеподобные платформенные участки разного размера и формы. А в очерках по тектонике Волго-Уральской области [16] предложил дробную классификацию платформенных структур. Главными из них он счел уже упомянутые синеклизы и равновеликие им положительные гомологи – антеклизы, а также краевые прогибы. Среди форм второго порядка Николай Сергеевич указал плакантиклинали (антиклиналообразные изгибы равнин), по отношению к синеклизам поперечные или продольные, и плакосинклинали (отрицательные гомологи плакантиклиналей); он также наметил две системы этих структур – диагональную и ортогональную. К разряду третьепорядковых отнесены более мелкие грабены, купола, разломы и трещины.

На основе всех этих данных годом позже Н.С. Шатский дал развернутое определение Восточно-Европейской платформы, приняв ее за неправильный сферический четырехугольник с границами в виде флексуобразных перегибов, краевых швов или разломов, гравитационных гребней и т.д., характеризующихся “прямолинейностью и резкими изменениями простираний составляющих отрезков” [29, с. 381], а также большой глубиной. Здесь же он высказался о строении докембрийского основания платформы, а также о каледонской, герцинской и альпийской ее структуре.

В серии уже упоминавшихся статей сравнительно-тектонической направленности Н.С. Шатский установил по краям древних платформ так называемые “внутренние углы”, на продолжении которых в теле платформы появляются “краевые поперечные структуры” – синеклизы, крупные флексуры, грабены и более глубокие прогибы. Все они еще раз были рассмотрены в посмертно опубликованной незавершенной статье “О прогибах донецкого типа” [29]. Наиболее глубокие

из них, с мощными толщами дислоцированных пород, получили название “авлакогенов”.

Предложенные Н.С. Шатским новые морфо-структурные понятия и термины сразу же вошли в обиход и сейчас составляют тот необходимый тектонический словарь, без которого не могут обойтись специалисты разного профиля, как “фиксисты”, так и “мобилисты”.

Историко-геологический аспект

Буквально все тектонические работы Н.С. Шатского построены на широкой историко-геологической основе. Красной нитью в них прослеживается эволюционная идея, убежденным сторонником которой он оставался до конца своей жизни.

Как уже было отмечено, еще в 1923 - 1924 гг. Николай Сергеевич на примере каменноугольных складок северной части Донецкого бассейна выдвинул тезис о длительном, конседиментационном развитии антиклиналей и синклиналей. До этого считалось, что складки образуются по окончании процесса осадконакопления. Наиболее ярким сторонником таких взглядов был Г. Штилле, который в том же 1924 г. в книге “Основные вопросы сравнительной тектоники”¹ связал деформации горных пород с короткими интервалами времени, назвав их тектоническими фазами.

Позже этой проблеме Н.С. Шатский посвятил ряд статей: “О неокатастрофизме” [9], “Орогенетические фазы и складчатость” [10], “О длительности складкообразования и о фазах складчатости” [22], в которых в подтверждение своих представлений приводил все новые и новые факты. В итоге он пришел к выводу, что “... деформации, образующие складки, сбросы, сдвиги и т.д. ... , совершаются все время, то усиливаясь, то замедляясь, то распространяясь на большие пространства коры, то сосредоточиваясь в узких пределах”, и что “скачки в развитии земной коры выражаются в качественных переходах от одного состояния структуры в другое, новое, а не в особых орогенетических актах” [29, с. 652].

В 1932 г. при описании структуры Сибирской платформы Николай Сергеевич подметил, что “складчатость ... захватывает именно складчатые зоны, смятые в предыдущий складкообразовательный период” [29, с. 226]. А в 1938 г., характеризуя тектонику Центрального Казахстана [12], он выдвинул представление об унаследованном развитии складчатых структур, сделав вывод о прямой унаследованности каледонского плана герцинскими структурами. Здесь же было показано, что мезозойско-кайнозойские мульды также располагаются в областях унаследованных палеозойских прогибов. По мнению Н.С. Шатского [29, с. 681],

в каждую последующую стадию возникали структуры, “... весьма близкие к предшествующим по форме, направлению, степени дислоцированности, но не тождественные им”.

Идею об унаследованном развитии тектонических структур Н.С. Шатский в 1946 г. подкрепил на примере Восточно-Европейской платформы, показав, что и здесь крупные отрицательные и положительные формы, синеклизы, краевые прогибы, щиты и массивы развивались длительно с древнего палеозоя до конца альпийского периода. Новые доказательства этого были приведены и в 1955 г. в статье о Пачелмском прогибе [25].

Еще одним крупным достижением Н.С. Шатского стала разработка тектонической истории позднего докембрия. Изучая западный склон Южного Урала (Башкирский антиклинарий), он особо сосредоточился на разрезе мощной, до 16 км, толщи, которой приписывался либо девонский, либо силурийский или раннепалеозойский возраст. По условиям ее залегания Николай Сергеевич пришел к выводу, что эта толща должна быть отнесена к позднему докембрию, и предложил выделять ее под названием “рифейской группы”, более крупной, чем известные системы других регионов – гиперборей, спарагмит, синий [16].

Этот вывод некоторое время спустя Н.С. Шатский подкрепил убедительными материалами и по разрезам осадочного чехла Восточно-Европейской платформы [23, 24, 27 и др.]. Так было доказано, что рифейские отложения имеют широкое распространение.

Из анализа всего объема рифейских отложений Восточно-Европейской платформы и Урала Н.С. Шатский заключил, что эти отложения, от нижних сланцевых серий со следами “начального вулканизма” и до верхних моласс, отвечают законченному циклу тектонического развития большой продолжительности, с несколькими возрастными системами. Складчатость одной из верхних систем, конца протерозоя и начала кембрия, получила от него название “байкальской складчатости” [7, 30]. После кончины Николая Сергеевича большая продолжительность рифейской эры была подтверждена геохронологическими данными (она началась 1700 млн. лет назад и закончилась 570 млн. лет назад). А выделенная Шатским байкальская складчатость, отнесенная им к заключительным этапам рифея, была установлена во многих районах мира, хотя она и оспаривалась некоторыми исследователями Сибири.

Генетический аспект

При решении генетических вопросов формирования тектонических структур Н.С. Шатский исходил в основном из морфологических и региональных особенностей этих последних. Поэтому

¹ Stille H. Grundfragen der Vergleichenden Tektonik. Berlin: Borntraeger, 1924.

его взгляды при характеристике разных регионов соответственно видоизменялись, но всегда отвечали состоянию фактических данных о структурах.

Так, изучая структуры Кавказа и выделив здесь систему взаимосвязанных дислокаций: надвиги, межпластовые сдвиги, сдвинутые покровы и дисгармоничную складчатость, – Н.С. Шатский совершенно правильно объяснил их происхождение тангенциальными напряжениями и горизонтальными перемещениями значительной амплитуды. Разнообразие же этих нарушений он связал с литологической изменчивостью и различными механическими свойствами деформируемых толщ.

Касаясь происхождения платформенных структур, он также указал на разнообразие их форм и действовавших при их возникновении механизмов. Он считал, например, что более правильно “происхождение валов ставить в зависимость не от движений на Урале, а от характера колебаний самой платформы” [29, с. 249]. Вместе с тем, он не исключал и зависимости некоторых платформенных структур от деформаций соседних складчатых зон, что “хорошо видно на последовательном развитии краевых прогибов, образование и история которых теснейшим образом связаны с типом и характером движений в соседних геосинклинальных областях” [29, с. 421]. Этот же вывод он распространил и на краевые поперечные структуры, указав в то же время и на их зависимость от очертаний краев платформ (внутренние углы).

Сравнительное изучение синеклиз убедило Н.С. Шатского, что “эти формы всюду возникали в результате длительного и неравномерного прогибания определенных платформенных участков земной коры”, причем в образовании как синеклиз, так и антеклиз “тангенциальные напряжения не имели никакого значения” [29, с. 276, 293]. Возникновение отрицательных структур на платформах было связано “с определенными очагами уплотнения в мантии, изменяющимися в течение времени как по интенсивности и глубине процесса, так и по объему вовлеченного в них вещества” [29, с. 542]. Близкие выводы мы находим и в современных работах.

Выделив в 1948 г. протяженные положительные и отрицательные структуры огромных размеров, которые прослеживаются с платформы во внутренние части прилежащих геосинклинальных областей, Н.С. Шатский тем самым поставил генетический вопрос “об общности процессов изменения вещества в глубинных оболочках Земли под весьма различными поверхностными структурами” [29, с. 522]. Этот вопрос чрезвычайно важен и для современных исследований, особенно для тех из них, в которых различные на поверхности тектоногены (например, континенты и оке-

аны) резко противопоставляются одни другим без учета возможных глубинных связей между ними.

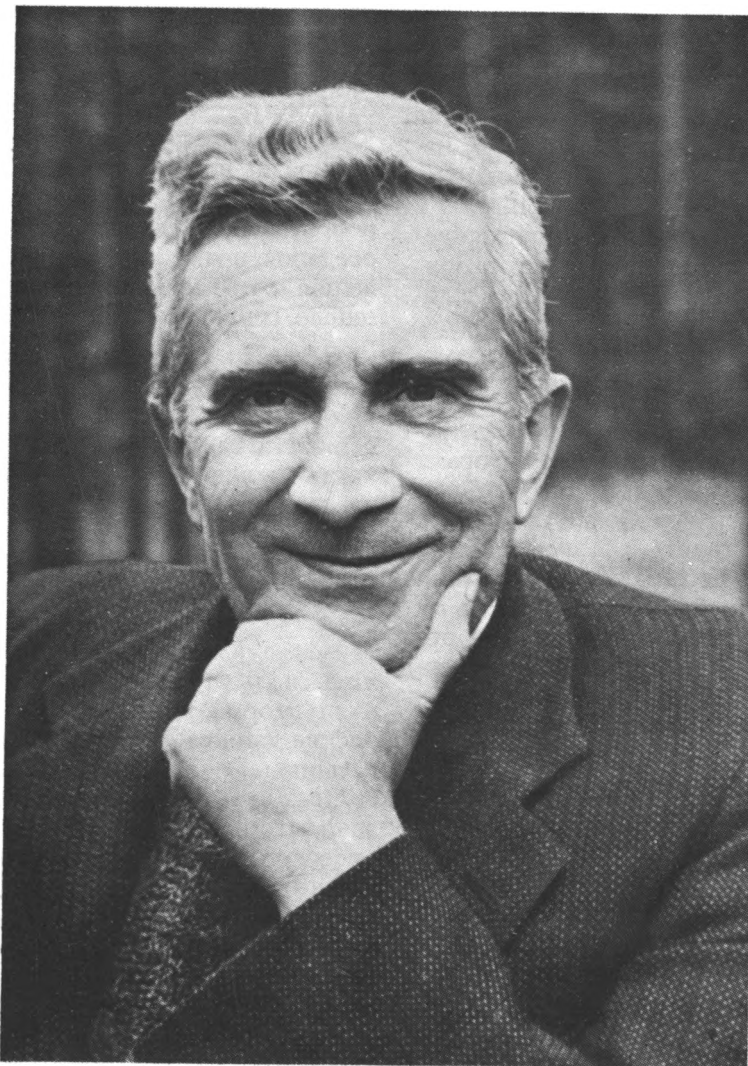
В генетическом плане Н.С. Шатского интересовали и тектонические движения земной коры. Как и в структурах, он видел в них большое разнообразие и старался связать их с формированием конкретных форм, например, синеклиз, орогенов, линейных складок и т.д., различая движения оседания, поднятия, колебания, квазиупругие движения (от изменения больших нагрузок), ундационные, гравитационного скольжения [13, 26].

Во всех этих исканиях Николай Сергеевич оставался на позициях фиксизма, объясняя движения либо уплотнением мантии, либо миграцией вещества вверх. Отсюда – неприятие им мобилистских гипотез, в частности, гипотезы перемещения континентов по А. Вегенеру. В 1946 г. он выступил по этому поводу со специальной статьей, доказывая, что “тектонические элементы сиалической оболочки нераздельно связаны со структурами и движениями самых глубоких частей симатической мантии”, и что “нельзя отделить сиаль от симы, перемещать первую оболочку по второй, так как этого не допускают фактические данные о геосинклиналях и платформах” и данные о глубокофокусных землетрясениях [17, с. 20 - 21]. Вместе с тем в 1958 г. [31] он признал, что крупные трещины планетарной регматической сети, контролирующие опускания земной коры, могли быть и направляющими рельсами крупных горизонтальных перемещений. Этот прогноз Н.С. Шатского в настоящее время подтвержден многочисленными работами во многих районах земного шара.

ИСТОРИЯ И ФИЛОСОФИЯ ГЕОЛОГИИ В ПОНИМАНИИ Н.С. ШАТСКОГО

В познании общих закономерностей развития естествознания Николай Сергеевич отводил огромную роль геологии. Придерживаясь эволюционных взглядов на природные процессы, он развивал эти взгляды на широком геологическом материале и постоянно прибегал к экскурсам в прошлое геологических знаний. Чтобы придать им еще большую весомость, он уже в 30-е годы обратился к трудам Ч. Дарвина и убедительно показал, что “в значительной мере через геологию Дарвин пришел к своим воззрениям об эволюции органического мира, а его теория происхождения видов, в свою очередь, сыграла крупнейшую роль в развитии геологической методологии; идеи развития сразу подняли геологию на более высокую ступень, чем та, на которой она находилась в эпоху господства ортодоксального униформизма или актуализма” [31, с. 161].

Как уже говорилось, основой тектонических процессов Н.С. Шатский считал унаследованное



Николай Сергеевич Шатский (фотография 50-х годов).

развитие тектонических структур и активно возражал против любых попыток рассматривать тектоническую историю как совокупность глобальных “тектонических фаз”. Он называл подобные представления “неокатастрофизмом” и отвергал их. В связи с этим он отметил выдающееся значение “Основ геологии” Ч. Лайеля, который еще в свое время решительно выступил против господствовавшей тогда теории катастроф.

Н.С. Шатский неоднократно обращал внимание на необратимость и качественные различия многих происходящих на Земле процессов – выветривания, осадкообразования и т.д. В то же время он не отрицал повторяемость в стратиграфических разрезах сходных рядов пород, фаций или формаций, которую он назвал периодичностью в осадочном пороодообразовании. Отсюда проистекало осторожное, двойственное отношение Шатского к методу актуализма в геологии.

Признавая его полезность, он считал его “ограниченным в своих возможностях” [31, с. 87].

В своих выступлениях Н.С. Шатский много раз затрагивал основные философские проблемы общей геологии и тектоники: о причинах, вызывающих движения земной коры, о роли различных факторов в ее структурных преобразованиях; коснулся он и нерешенного вопроса о превращении платформ в складчатые области.

В 50-е годы, в связи с выходом в свет книги Д. Бернала “Наука в истории общества”², где принималось значение геологии как науки, Н.С. Шатский вновь вернулся к вопросу о роли геологии в естествознании и ее месте среди точных наук. Он снова подчеркнул самобытность геологии: “Сущность геологии как науки в том, что

² Бернал Д.Д. Наука в истории общества. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 735 с.

она пытается реконструировать единый процесс развития земной коры посредством своих собственных геологических методов". Причем "заклучения, получаемые чисто качественными геологическими методами, по своей точности ... не отличаются от результатов, даваемых точными физико-химическими способами" [31, с. 49].

Как эволюционист Н.С. Шатский подходил исторически и к разработке любой его интересовавшей темы или проблемы. Трудно назвать хотя бы одну работу Николая Сергеевича, где бы он тщательно не проанализировал историю того или иного затрагиваемого вопроса, корни его возникновения и дальнейшие разработки. Поэтому все его публикации отличаются убедительностью и в каждой из них видно, что было сделано до него и что нового внесено им. Поэтому он и питал особый интерес к истории геологических знаний, полагая, что здесь "самая важная задача – отыскать в прошлом то, что мы можем применить для современности" [31, с. 336].

В статье "Геология" [31], опубликованной посмертно, Н.С. Шатский наметил основные этапы развития геологии и выяснил в этом развитии интересные закономерности. Он отметил, например, что возникновение в прошлом множества геотектонических гипотез было характерным признаком роста теоретической мысли. Но поскольку все эти гипотезы были односторонними, учитывавшими обычно одну какую-либо сторону процесса развития Земли, продолжительность их жизни была весьма короткой. Другая закономерность – историческая повторяемость тех или иных гипотез, воззрений и предположений, которые после какого-то периода почти полного забвения возрождались вновь. Таковыми Н.С. Шатский считал катастрофизм, актуализм, непутизм, плутонизм, которые после этапа крушения снова возрождались, но всякий раз на новом уровне, на основе новых фактов и новых методов, с новыми открытиями и обобщениями, с новыми задачами.

Разработки по истории геологии Н.С. Шатский предлагал вести таким образом, чтобы они выходили за пределы собственно геологических проблем и находились в сфере общих философских интересов естествознания, поскольку геология, обладая своей методологией, может внести сюда неопределимый вклад. И изучение истории геологических знаний, как он подчеркнул, – это не составление архива, а средство для сопоставления и оценки существовавших и существующих взглядов, для понимания перспектив их развития и для планирования дальнейших теоретических исследований (из стенограммы доклада на общем собрании в ГИН АН СССР 20 февраля 1959 г.).

О ЗНАЧЕНИИ НАСЛЕДИЯ Н.С. ШАТСКОГО В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОТЕКТОНИКЕ

В последние годы многие геологи-тектонисты, увлеченные модернистскими глобальными идеями, лишь изредка, преимущественно в связи с юбилейными датами, обращаются к наследию Н.С. Шатского. Однако, как показывает все изложенное, его труды имеют не только исторический интерес.

В ранних своих работах (20-е и 30-е гг.) Николай Сергеевич обосновал тезис о длительном, конседиментационном формировании складчатых структур, указал на их связь с разломами фундамента, привел убедительные доказательства региональной тектонической расслоенности земной коры, выявил в складчатых районах тектонические брекчии, сопровождающие крупные пластовые надвиги, и показал важность и необходимость их изучения. В это же время он впервые в нашей стране использовал сравнительно-тектонический метод изучения структур.

В более поздних работах Н.С. Шатский успешно и более широко разрабатывал методологию комплексных тектонических исследований. Главным образом с его именем связано внедрение в практику метода тектонического картирования, уже упомянутого метода сравнительно-тектонического анализа и формационного метода. Все это позволило ему произвести затем тектоническое районирование обширной территории России и смежных регионов, выявить и обосновать процесс превращения геосинклинальных областей в платформенные, показать динамику этого процесса. Формационный же метод позволил наметить широчайшую перспективу для выявления множества историко-тектонических закономерностей и связей осадочных формаций как со структурами, так и с многими полезными ископаемыми.

В морфотектоническом и историко-геологическом аспектах с именем Н.С. Шатского связано установление на древних и молодых платформах целого ряда новых, ранее неизвестных структурных форм. Этим формам им были даны точные названия, которые легли в основу довольно большого тектонического словаря по платформам. Ему же принадлежит разработка идеи унаследованного развития многих платформенных структур, выявление в их нижних этажах рифейской группы отложений, отвечающих продолжительному циклу тектонического развития, который закончился так называемой байкальской складчатостью.

Генетические представления Н.С. Шатского во многом определялись региональной принадлежностью, морфологией и тектонической позицией изучавшихся им структур. Исходя из особенностей их строения и развития и опираясь на чисто

геологические методы исследования, он делал только такие заключения, которые эти методы и позволяли делать. В складчатых областях он объяснял происхождение деформаций тангенциальными напряжениями и горизонтальными перемещениями значительной амплитуды. В платформенных областях, изучению которых Н.С. Шатский посвятил большую часть жизни, происхождение структур он связал с вертикальными движениями, возникающими либо при уплотнении мантии, либо при миграции вещества снизу вверх. По характеру и последствиям он предполагал большое разнообразие этих движений и подразделил их на целый ряд типов, создающих свои структурные ансамбли. В последние годы жизни он не исключал и горизонтальные перемещения вдоль крупных трещин, контролировавших опускания земной коры.

Как видим, целый ряд проблем и явлений, намеченных и изучавшихся Н.С. Шатским, остаются злободневными и сегодня; они требуют дальнейшего исследования и, по сути дела, изучаются многими, кто, даже пользуясь разработками Шатского, как бы не ведает об их источнике и не ссылается на него, как всегда делал сам Н.С. Шатский. Так мы черпаем чистую воду из колодца, не думая о том, кто его построил.

В области истории геологических знаний Н.С. Шатский наметил основные этапы развития геологии и собственно геотектоники и проследил в них путь отдельных ветвей и направлений. Особенно интересен в этих разработках вывод о недолговечности теоретических обобщений и о вторичности их в ходе времени на новых витках знания. Этот вывод имеет прямое отношение и к современности.

Так, гипотеза тектоники литосферных плит, будучи первоначально глобальной, в конце концов перерастает в частные геодинамические модели с разной степенью достоверности, в зависимости от фактической базы и идейных предпосылок, трактующих кинематику и динамику процесса тектогенеза тех или иных регионов.

Соответственно этим переменам сгладились противоречия между “фиксизмом” и “мобилизмом”, которые раньше представлялись как альтернативные и несовместимые мировоззрения в геотектонике. Теперь они воссоединяются как бы в одной более стройной и правдоподобной концепции, согласно которой горизонтальные и вертикальные перемещения масс коры в истории Земли всегда были тесно взаимосвязаны (как две стороны одного процесса), трансформируясь на разных уровнях пространства и времени одни в другие.

И Н.С. Шатский был совершенно прав, когда он как первоклассный специалист по платформам разрабатывал для платформенных регионов

разнообразные генетические связи вертикальных движений и структур (как наиболее яркие), а в складчатых областях при объяснении их генезиса не исключал ни крупных горизонтальных перемещений, ни тангенциальных напряжений.

Большой вклад в историю геологических знаний Н.С. Шатский внес своими яркими описаниями жизни и научного творчества классиков естествознания и крупнейших геологов (Ч. Лайель, Ч. Дарвин, Р.И. Мурчисон, А. Грессли, А.П. Карпинский, А.Д. Архангельский, В.А. Обручев и др.). Эти его описания отличаются глубиной и рисуют как образ исследователей, их наклонности и устремления, так и общее состояние знаний, на фоне которых и порой вопреки им делались замечательные открытия. И оценки, даваемые Н.С. Шатским, всегда были объективными, искренними, точными.

Для примера приведем следующие слова Н.С. Шатского, адресованные А.П. Карпинскому: “Рассмотренные его работы по тектонике принадлежат к тем лучшим произведениям человеческого ума, которые долго не стареют; эти работы надо перечитывать, и всегда в них находишь новые мысли, новые идеи, которые ускользали от внимания ранее. Это действительно те труды, которые называются классическими” [31, с. 267]. Окидывая взглядом научное творчество Н.С. Шатского, эти прекрасные слова с полным основанием можно отнести и к нему самому.

Ко всему сказанному, в заключение, мне остается только добавить, что и сейчас Николай Сергеевич Шатский по-прежнему является одним из крупнейших авторитетов отечественной геологической науки, а его научная деятельность может служить достойным примером для подражания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

(цитированные труды Н.С. Шатского)

1. Балыклевский грабен и дизъюнктивные дислокации Южного Поволжья // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. № 1. С. 13 - 43.
2. О тектонике северной части Донецкого бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1923 - 1924. Т. 2. № 3. С. 257 - 278.
3. О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1925. Т. 3. № 3 - 4. С. 305 - 344.
4. Заметки о тектонике третичных предгорий Северо-Восточного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1927. Т. 5. № 3 - 4. С. 321 - 369.
5. Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1929. Т. 7. № 12. С. 97 - 161.
6. К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1931. Т. 9. № 3 - 4. С. 336 - 349.

7. Основные черты тектоники Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10. № 3 - 4. С. 476 - 509.
8. Схема тектоники СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т. 11. № 4. С. 323 - 334.
9. О неокатастрофизме (к вопросу об орогенических фазах и о процессе складкообразования) // Пробл. сов. геол. 1937. Т. 7. № 7. С. 532 - 551.
10. Орогенические фазы и складчатость // Международный геологический конгресс. XVII сес. 1937 г.: Тез. докл. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 145 - 146.
11. О тектонике Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15. № 1. С. 4 - 27.
12. О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5 - 6. С. 737 - 767.
13. О движении и развитии земной коры // Сов. геология. 1939. Т. 9. № 8. С. 3 - 6.
14. О синеклизах А.П. Павлова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1940. Т. 18. № 3 - 4. С. 39 - 52.
15. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы (Доклад на Юбилейной сессии Отделения геол.-геогр. наук АН СССР 18 июня 1945 г.) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 4. С. 10 - 26.
16. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. 131 с.
17. Гипотеза Вегенера и геосинклинали // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 4. С. 7 - 21.
18. Сравнительная тектоника древних платформ: 1. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5 - 62.
19. То же: 2. Большой Донбасс и система Вичита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 6. С. 57 - 90.
20. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями (Доклад на сессии Отделения геол.-геогр. наук АН СССР 23 апреля 1947 г.) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 5. С. 37 - 56.
21. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39 - 66.
22. О длительности складкообразования и о фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 1. С. 15 - 53.
23. О границе между палеозоем и протерозоем и рифейских отложениях Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 36 - 49.
24. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 1. С. 17 - 32.
25. Сравнительная тектоника древних платформ: 5. О происхождении Пачелмского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. № 5. С. 5 - 26.
26. Движения земной коры и их происхождение (Доклад на общем собрании Отделения геол.-геогр. наук АН СССР 16 - 17 июня 1958 г.: Краткое изложение) // Вестн. АН СССР. 1958. № 8. С. 61 - 62.
27. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960. С. 5 - 15. (Международный геологический конгресс. XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8.)
28. Избранные труды в 4 т. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. 622 с.
29. Избранные труды в 4 т. М.: Наука, 1964. Т. 2. 720 с.
30. Избранные труды в 4 т. Т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М.: Наука, 1965. 348 с.
31. Избранные труды в 4 т. Т. 4. История и методология геологической науки. М.: Наука, 1965. 398 с.

Nikolai Sergeevich Shatskii and the Present Time (to his centennial birthday)

A. I. Suvorov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Principal results of Shatskii's geotectonic investigations are most important in their methodical, morphotectonic, geohistorical, and genetic aspects. Shatskii also paid serious attention to understanding history of geoscience and geological philosophy. His investigations provided significant input into modern geotectonics.

АВЛАКОГЕНЫ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

© 1995 г. Р. Г. Гарецкий

Институт геологических наук АН Беларуси, Минск

Поступила в редакцию 01.02.95 г.

В соответствии с представлениями Н.С. Шатского, к авлакогенам отнесены те внутриконтинентальные палеорифты, которые вдаются внутрь кратонов со стороны палеоокеанов и представляют собой "отмершие" тупиковые ветви их системы. Палеорифты на молодых платформах следует выделять как тафрогены. Авлакогены Евразии расположены на Восточно-Европейской и Сибирской древних платформах. Они подразделены на ранние (рифейско-ранневендские) и поздние (девонско-пермские). Рассмотрены закономерности размещения авлакогенов, выполняющие их формации и магматизм, строение, этапы формирования и геодинамика, приуроченные к ним основные полезные ископаемые, некоторые сравнительные данные ранних и поздних авлакогенов.

ЧТО ТАКОЕ АВЛАКОГЕН

Еще в 1945 г. Н.С. Шатский [41] в работе о сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы выделил новый тип структур, названный им "поперечными краевыми прогибами". В качестве примера такого прогиба он привел систему Вичита на Северо-Американской древней платформе и отрицал утверждение С. Бубнова [52] о том, что эта система является аналогом Донецкого бассейна. Но уже на следующий год в специальной статье "Большой Донбасс и система Вичита" [42] Н.С. Шатский пришел к выводу, что обе эти структуры принадлежат к краевым поперечным системам. Поперечные краевые тектонические формы очень разнообразны по своей величине и геологическому строению. Среди них Н.С. Шатский наметил следующие типы: краевая поперечная флексура (как пример он привел гряду Чернышева), краевая поперечная синеклиза (Оттава и Делавер на Северо-Американской платформе), краевой поперечный грабен (Осло, возможно, Рейнский), краевые поперечные системы (Вичита, Большой Донбасс, возможно, Кузнецкий бассейн). В этой же работе Н.С. Шатский подчеркнул некоторые общие свойства поперечных краевых структур: они всегда связаны с внутренними углами платформы, т.е. с теми их участками, где в платформы углом вдается геосинклинальная складчатая полоса [42]; они обязаны своим происхождением крупным разломам; формации поперечных краевых структур обычно платформенные, но их пригеосинклинальные части характеризуются теми же формациями, как и продольные краевые прогибы.

В дальнейшем Н.С. Шатский неоднократно возвращался к описанию, обсуждению закономерностей расположения, проблем развития и генезиса поперечных краевых структур [43, 44, 46]. И, наконец, в докладе, сделанном на тектоническом коллоквиуме Геологического института в 1960 г., Н.С. Шатский назвал поперечные прогибы донецкого типа авлакогенами – "бороздой рожденными" структурами. В статье, созданной на базе доклада и опубликованной уже посмертно, Н.С. Шатский [45] наметил следующие главные признаки авлакогенов: 1) они "асимметричны по простиранию, т.е. не имеют одинаковых окончаний. Окончания таких структур всегда различны. Один конец их выклинивается в пределах платформы, тогда как другой уходит в тело геосинклинальной зоны" [45, с. 548]; 2) "... во всех случаях эти желобообразные структуры начинаются в определенном месте, которое я называю внутренним углом платформы" [45, с. 548]; 3) "это – бороздовая сложная структура между двумя одинаковыми зонами в платформе; по обоим краям этой структуры обязательно должны быть участки платформы" [45, с. 552].

Н.С. Шатский классифицировал авлакогены на простые и сложные. К первому классу он отнес желоба и другие сравнительно простые структуры. Ко второму – "сложные структуры с самыми разнообразными элементами; в них наряду с прогибами имеются и такие противоположные структуры, как поднятия, складчатые системы. Наряду с Большим Донбассом как прогибом есть Донбасс как поднятие, как складчатая система" [45, с. 551].

Предчувствуя сложную судьбу термина “авлакоген”, неоднозначную его трактовку в дальнейшем, Н.С. Шатский предупреждал, что “... всякий термин хорош только тогда, когда его можно точно применить”. “Свободное употребление термина ведет к тяжелым недоразумениям. Нельзя называть авлакогеном любой вытянутый прогиб. Надо узко применять термин. Его можно разрабатывать дальше, если это, действительно, нужно, но, во всяком случае, расширять значение термина недопустимо” [45, с. 552].

Выделение Н.С. Шатским в качестве примера авлакогена рифейского Пачелмского прогиба, а затем и обнаружение ряда грабенообразных рифейских прогибов в теле древних платформ привело к тому, что практически все грабены и прогибы, развитые в низах чехла платформ и выполненные рифейско-ранневендскими образованиями, стали называть авлакогенами [4 - 6, 13, 23, 37 и др.] и даже соответствующий этап в развитии кратонов – авлакогенным [5, 37, 38 и др.]. Если все эти структуры удовлетворяли третьему признаку, отмеченному Н.С. Шатским, а именно – располагались между одинаковыми участками платформы, то первые два показателя у некоторых из них отсутствовали.

А.А. Богданов [4], который также придерживался значительно более расширенного понятия авлакогенов, подразделил их на сквозные, поперечные и внутриплатформенные, а по времени заложения – на ранние (рифейско-вендские) и поздние (девонско-пермские).

Следует подчеркнуть, что Н.С. Шатский разрабатывал представления об авлакогенах до того времени, как была открыта мировая рифтовая система. Это открытие, а также разработка новой глобальной тектоники привели к совершенно иному пониманию рифтогенеза как одного из ведущих геологических процессов в строении, формировании и развитии литосферы Земли. В скором времени большинство исследователей [13, 14, 23, 24, 37 и др.] пришли к выводу, что авлакогены имеют рифтогенную природу, т.е. их стали рассматривать как палеорифты.

В дальнейшем в геологической литературе стран бывшего СССР термин “авлакоген” закрепился за любыми внутрикратонными палеорифтами рифейско-вендского или палеозойского возраста. В.В. Белоусов [3] распространил это понятие и на мезозойские рифты, расположенные на молодых платформах, хотя для них обычно употребляется специальный термин – “тафрогены”. В то же время в современной литературе для упомянутых структур часто используют термин “рифт” с соответствующим прилагательным, указывающим на его возраст: рифейский, палеозойский, девонский, мезозойский, меловой и т.д.

Многие зарубежные геологи [32, 47, 53 - 55, 58, 63 и др.] при выделении авлакогенов главное внимание обратили на другие признаки, указанные Н.С. Шатским, а именно на их продольную асимметрию, т.е. открытие в сторону геосинклинальной области и выклинивание в пределах платформы, а также их расположение поперек края платформы из внутренних (входящих) ее углов. Они рассматривают авлакоген как рифт, который возник в связи с раскрытием океана, открывается в океан или в горный пояс, возникший в результате закрытия океана геологического прошлого, и протягивается в глубь платформы. Отсюда следует, что авлакогены формировались во все времена истории Земли, когда происходил рифтогенез, включая и современную эпоху. Наиболее типичный авлакоген – это “отмершая” ветвь системы рифтов с тройным сочленением, которая протягивается из океана на континент, где и выклинивается. А. Шенгёр [47] в дополнение описывает еще ряд возможных условий образования авлакогенов: 1) разрастающийся рифт теряет свою активность в результате скачка оси спрединга, в особенности по трансформному разлому [57]; 2) выклинивающиеся рифты остаются на континенте в результате их срезания зонами сдвига; 3) рифтовый грабен возник в результате отрыва континентального блока от остальной части континента и его поворота, вращения [50, 55].

Не исключено, что Н.С. Шатский при дальнейшей работе над проблемой авлакогенов также расширил бы их понятие, как это сделали одни исследователи, отнеся к этим структурам практически все палеорифты, развитые на континентах, или, наоборот, поступил так, как это считают другие исследователи, включая в понятие авлакоген слепые окончания континентальных рифтов независимо от их возраста. Н.С. Шатский знал о существовании ряда современных рифтовых структур, но он никогда не приводил их в качестве примеров возможных авлакогенов. К последним он относил только погребенные структуры, т.е. палеорифты. Значит, следуя Н.С. Шатскому, к авлакогенам можно отнести только палеорифты и исключить из их числа современные рифты. Видимо, наиболее правильным решением будет такое, при котором палеорифты, выделенные в качестве авлакогенов, должны удовлетворять упомянутым ранее трем главным признакам, намеченным Н.С. Шатским. Учитывая это, можно дать следующее их определение: авлакогены – это те внутриконтинентальные палеорифты (т.е. по обе стороны от них расположены участки платформ), которые под тем или иным углом вдаются внутрь континента (“поперечные структуры”) и имеют продольную асимметрию, т.е. открыты в сторону палеоокеанов и, как правило, слепо заканчиваются, затухают в теле платформ

(отмершая тупиковая ветвь системы рифтов). В ряде случаев возможно полное или частичное соединение таких ветвей палеорифтов, которые внедрились внутрь континента с разных окраин последнего. Тогда может сформироваться “сквозной” авлакоген. Примером подобной структуры может служить Вольно-Среднерусская система, которая состоит из Вольно-Оршанско-Крестцовского авлакогена, проникшего в тело Восточно-Европейской платформы с ее юго-западного края, и Среднерусского, отходящего от Предтимианской зоны перикратонных опусканий.

Таким образом, все авлакогены – это палеорифты. Однако рифтовые структуры – понятие значительно более широкое, хотя и в этом случае не все грабены и грабенообразные прогибы следует относить к рифтам (а такая тенденция имеется), а только те структуры, которые своим происхождением обязаны процессам рифтогенеза. К наиболее древним структурам рифтогенной природы принадлежат зеленокаменные пояса, но их также нельзя относить к авлакогенам или даже протоавлакогенам. К авлакогенам древних платформ можно отнести рифейско-ранневендские рифты доплитного этапа развития кратонов, удовлетворяющие необходимым названным ранее трем признакам. Это – ранние авлакогены. Поздние авлакогены на древних платформах формировались в палеозое. Это – палеозойские поперечные рифты.

По-видимому, некоторые мезозойские рифты также можно отнести к авлакогенам, выделив их в категорию молодых. К ним принадлежит структура типа мелового рифта Бенуэ на Западе Африканской платформы. Об этой структуре писал Н.С. Шатский как о грабене, приуроченном к входящему углу платформы, и сравнивал его с Пачелмским и Днепровско-Донецким авлакогенами.

Триасовые и раннеюрские грабены и грабенообразные прогибы рифтового генезиса широко развиты в доплитном чехле молодых платформ. Для таких триасовых грабенообразных прогибов Аппалач в Северной Америке М. Кэй [20] предложил название тафрогеосинклиналей, а затем в советской геологической литературе [19, 25, 33, 38 и др.] для обозначения этих структур широкое распространение получил удачный термин “тафроген”, а стадию их образования выделяли под названием тафрогенной. К сожалению, этот термин был в дальнейшем “испорчен” В.В. Белоусовым [3], который без достаточного основания употребил его для режима образования глубоких впадин типа Прикаспийской, Паннонской и т.п. Хотя для таких структур уже существовали и другие обозначения, например, лабигенные [27]. Тем не менее понятие “тафроген” необходимо сохранить в его первоначальном смысле, признанном

большинством геологов. Тафрогены молодых платформ также можно разделить на ранние, развитые в самых низах платформенного чехла (обычно триасово-юрские), и поздние, проявившиеся на более поздних этапах формирования молодых платформ.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АВЛАКОГЕНОВ

В Северной Евразии авлакогены расположены на Восточно-Европейской и Сибирской древних платформах (кратонах). Среди них известны ранние и поздние. В качестве тектонотипов авлакогенов Н.С. Шатский описал прогиб Большого Донбасса (Припятско-Донецкий) для поздних авлакогенов и Пачелмский – для ранних. Обе структуры расположены на Восточно-Европейской платформе, которая, кстати сказать, также стала, благодаря классическим работам Н.С. Шатского, тектонотипом древних платформ.

Как видно (рис. 1), большинство ранних авлакогенов Восточно-Европейской платформы заложилось во входящих ее углах, но степень “вхождения” различна. Наиболее ярко такие углы выражены у основания Днепровско-Донецкого авлакогена, значительно менее заметен он у Серноводско-Абдулинского, Калтасинского (Камско-Бельского), Среднерусского, Вольно-Оршанского. Четкий “входящий” угол образует в основании Пачелмского авлакогена Прикаспийская впадина. А вот Кажимский (Вятский) авлакоген берет начало в виде перпендикуляра к краю платформы практически без всякого “входящего” угла.

Большинство наиболее протяженных и крупных авлакогенов имеют диагональное простирание – северо-западное и северо-восточное, в общем параллельное соответствующим краям платформы. Ортогонально ориентированы авлакогены на востоке платформы: субширотный Серноводско-Абдулинский и субмеридиональные – Кажимский и частично – Калтасинский. Многие исследователи давно заметили, что авлакогены, как правило, наследуют направление основных структур фундамента и приурочены к разломным зонам, ограничивающим линейные подвижные зоны фундамента: “межы” [28], “межблоковые зоны”, в том числе гранулитовые зоны [15], гранулитовые и чарнокитовые пояса [24] и т.п. С.В. Богданова [56] в фундаменте Восточно-Европейской платформы выделила три крупнейших сегмента: Фенноскандинавский, Волго-Уральский и Сарматский (см. рис. 1), разделенные сутурными зонами. Основные авлакогены платформы (Вольно-Оршанско-Крестцовский, Среднерусский [26], Пачелмский) наследуют эти сутурные зоны. Исключением из отмеченной закономерности является Днепровско-Донецкий

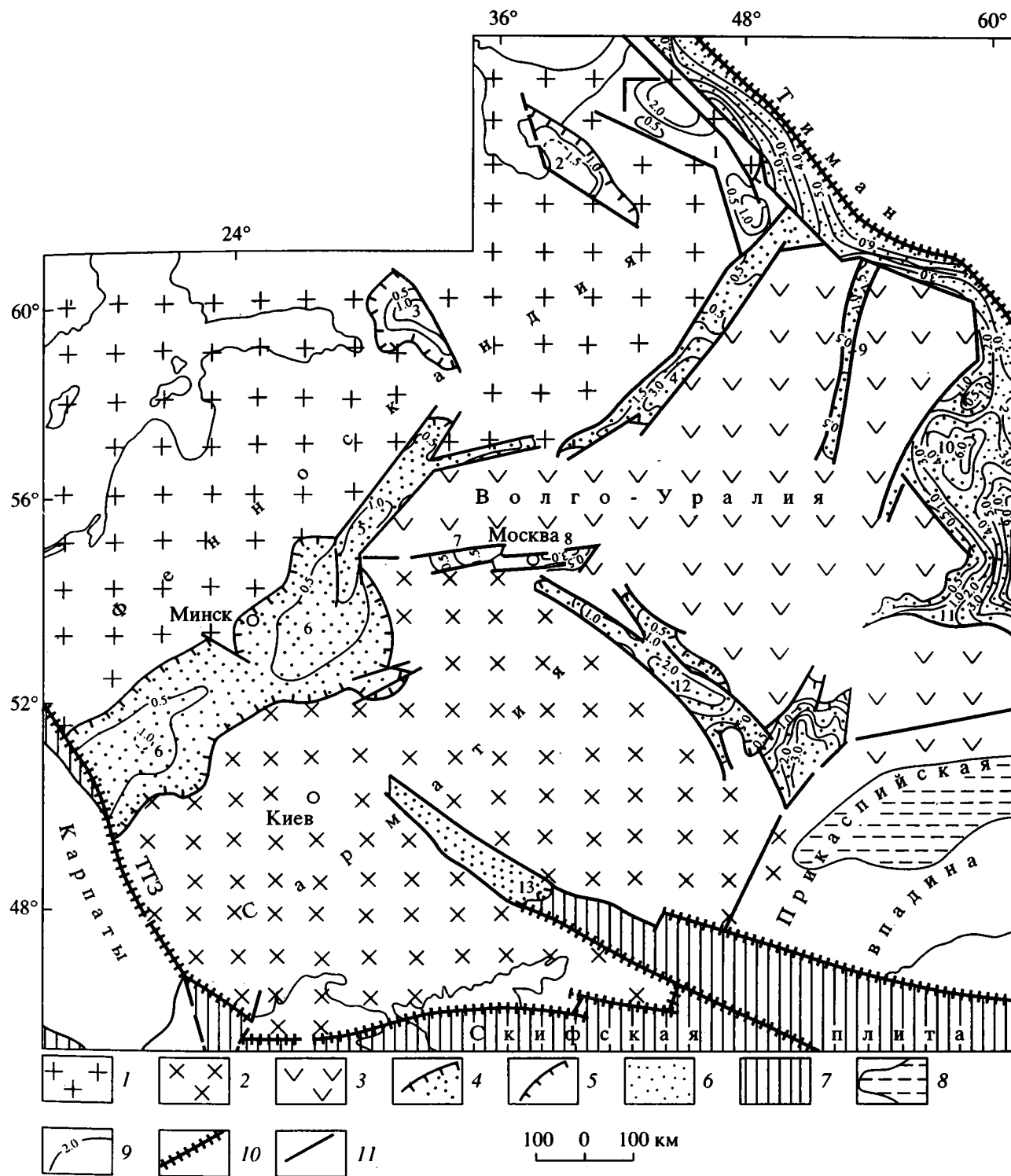


Рис. 1. Схема расположения ранних (рифейско-ранневендских) авлакогенов Восточно-Европейского кратона
 1 - 3 - сегменты фундамента (по С.В. Богдановой): 1 - Фенноскандинавский, 2 - Сарматский, 3 - Волго-Уральский;
 4 - авлакогены и контур распространения отложений рифея - нижнего венда; 5 - интракратонные впадины, грабены
 и 6 - зоны перикратонных опусканий рифея - раннего венда; 7 - палеозойские складчатые области; 8 - субокеанская
 кора Прикаспийской впадины; 9 - изопахиты отложений рифея - нижнего венда; 10 - краевые швы кратона, в том
 числе зона Тейссейра-Торнквиста (ТТЗ); 11 - разломы. Цифры на схеме - авлакогены: 4 - Среднерусский, 5, 6 - Во-
 лыно-Оршанско-Крестцовский, 9 - Кажимский (Вятский), 10 - Колтасинский (Камско-Бельский), 11 - Серновод-
 ско-Абдулинский, 12 - Пачелмский, 13 - Днепровско-Донецкий; грабены и грабенообразные впадины: 1 - Пинеж-
 ский, 2 - Беломорская, 3 - Ладожская, 7 - Гжатский, 8 - Московский.

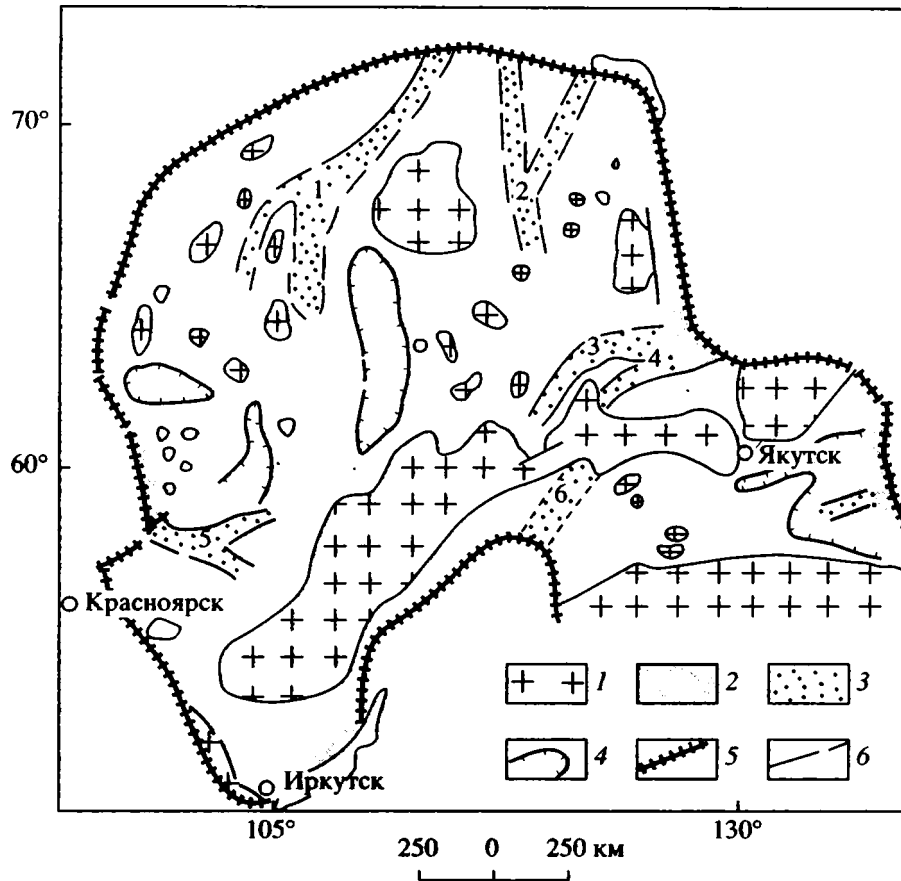


Рис. 2. Схема расположения основных ранних (рифейских) авлакогенов Сибирской платформы (по материалам [15, 22])
 1 – участки отсутствия рифейских отложений; 2 – перикратонные опускания; 3 – авлакогены; 4 – условные контуры прогибов и впадин; 5 – краевые швы платформ; 6 – разломы. Цифры на схеме – авлакогены: 1 – Катуйский, 2 – Удзинский, 3 – Вилюйский, 4 – Усть-Алданский, 5 – Иркинеевский, 6 – Уринско-Кемпендяйский.

авлакоген, который наложен с большим азимутальным несогласием на субмеридиональные структуры фундамента.

Близкие к отмеченным закономерностям размещения рифейских авлакогенов наблюдаются и на Сибирской платформе. Большинство из них (Вилюйский, Усть-Алданский, Уринско-Кемпендяйский, Иркинеевский) расположены в отчетливо выраженных входящих углах платформы (рис. 2). Преобладающее их простирание – диагональное, значительно реже – ортогональное [12, 15, 22, 49]. Они наследуют простирание разломных зон, разделяющих крупные блоки фундамента.

Почти все поздние (палеозойские) авлакогены заложены на месте ранних. Некоторые из них, такие, например, как Днепровско-Донецкий, не только увеличили ширину и глубину прогибания, но и разрослись за счет вовлечения новых площадей: северо-западной части Днепровского прогиба от меридиана Полтавы и Припятского прогиба. Вновь возникший Припятско-Донецкий (в конце среднего и в позднем девоне) авлакоген

и послужил Н.С. Шатскому в качестве тектонотипа таких структур. На Восточно-Европейской платформе в то же время регенерацию претерпели Серноводско-Абдулинский, Кажимский, Калтазинский авлакогены, а в пределах эпибайкальской Печорской плиты (в месте небольшого входящего со стороны Урала угла) сформировался Печоро-Колвинский авлакоген, а возможно, и расположенный к северо-востоку от него Варандей-Адзвинский [36].

На месте узкого платформенного прогиба, который выполнен кембрийско-силурийскими отложениями, подвергшимися складчатости в позднекаледонскую эпоху, в ранней перми заложился грабен Осло, который еще Н.С. Шатский рассматривал в качестве “поперечной структуры”.

На востоке Сибирской платформы в девонско-раннекаменноугольное время на месте рифейского авлакогена развивался более широкий и протяженный Вилюйский авлакоген, который включал Линденский, Ыгыаттинский, Южно-Хапчагайский и Кемпендяйский прогибы [34]. Правда, не

все исследователи разделяют такую точку зрения, считая, что здесь формировалась обширная ортоплатформенная Вилюйская мегавпадина [22].

ФОРМАЦИИ И МАГМАТИЗМ АВЛАКОГЕНОВ

Среди пород рифея, выполняющих ранние авлакогены Восточно-Европейской платформы, абсолютно преобладают терригенные красноцветные и пестроцветные. Их можно объединить в формации: песчано-гравелитовые, алевролитопесчаные, алевролитоглинистые красноцветные и пестроцветные [11, 16, 22, 31 и др.]. Реже встречаются алевролитоглинистые сероцветные и карбонатно-терригенные. Последние характерны для верхних частей рифейского разреза. В ряде случаев разрез ранних авлакогенов (Волюно-Оршанский, Пачелмский) завершается ледниковой (тиллоидной) красноцветной формацией. Мощность формаций колеблется от первых десятков до нескольких сотен и даже 1000 м и немного более. Общая мощность отложений, выполняющих авлакогены, обычно не превышает 1 - 3 км, но иногда достигает 5 - 6 км.

В основании рифейского разреза ранних авлакогенов Сибирской платформы также развиты молассоидные песчано-гравелитовые красноцветные формации мощностью до 1500 м. В отличие от Восточно-Европейской платформы здесь более широко распространены в средней и особенно верхней частях разреза карбонатные сероцветные формации. Последние связаны с общими погружениями платформы, когда осадочный чехол выполнял не только авлакогены и перикратонные опускания, а широко распространялся в катаплатформенных впадинах и прогибах.

Проявление магматизма в эффузивной и в меньшей мере в интрузивной форме сопровождало формирование ряда авлакогенов, но многие из них почти полностью лишены магматических образований. К последним относится большинство ранних авлакогенов Восточно-Европейской платформы. В Оршанской впадине, несмотря на достаточно высокую ее изученность, не обнаружено магматических проявлений, в то время как в южной (Волюнской) и северной (Крестцовской) частях авлакогена отмечены пластовые диабазы и диабазовые порфириды. Интрузии габбро-диабазов вскрыты бурением в Калтасинском авлакогене.

На Сибирской платформе вулканогенные образования в ранних авлакогенах встречены на севере [15, 49]. Они представлены лавами, туфами и туффитами базальтового, трахибазальтового, трахитового составов. В разрезе рифея Уринского авлакогена имеются дайки и силлы базальтов. Иркинеевский и некоторые другие авлакогены относятся к амагматическим [21].

В отличие от ранних, поздние авлакогены выполнены значительно более разнообразными формациями: сероцветной сульфатно-карбонатной, песчано-глинистой, терригенно-сульфатно-карбонатной, карбонатно-терригенной, галогенной, глинисто-карбонатно-кремнистой, песчано-глинистой угленосной и т.д.

Весьма широко представлены и магматические формации. В Припятском прогибе и на его сочленении с Днепровским распространена мощная щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация (субщелочные и щелочные трахиты, трахибазальты, нефелиниты, щелочные меймечиты, а также жильные породы – сиенит-порфиры, сиенитовые лампрофиры и щелочные гипербазиты). Близкий магматический комплекс известен на юге Донбасса. В пределах Днепровского и Донбасского сегментов известна мощная толща лав толеит-базальтового (траппового) состава.

С рядом авлакогенов востока Русской плиты (Серноводско-Абдулинский, Кажимский) и Печорской плиты (Печоро-Колвинский) связаны вулканогенно-терригенные формации, в которых присутствуют покровы базальтов и эффузивных диабазов.

Мощные пермские вулканические извержения щелочных оливинных базальтов и ромбен-порфириров приурочены к грабену Осло. Здесь же развиты сформировавшиеся несколько позднее батолиты гранитного, монзонитового и сиенитового состава, а также и основные дайки [30].

На Сибирской платформе в Ыгыаттинском и Кемпендяйском прогибах известны покровы девонских щелочных базальтоидов, а также прослойки липарито-дацитовых туфов. Более широко распространены дайковые пояса и зоны щелочных базальтов и трахибазальтов.

Таким образом, из сравнения ранних и поздних авлакогенов можно отметить значительное увеличение в последних разнообразия выполняющих их осадочных формаций, а также сделанный ранее вывод [24] об увеличении со временем щелочности в магматических образованиях.

СТРОЕНИЕ АВЛАКОГЕНОВ

Ранние авлакогены Восточно-Европейской платформы обычно имеют протяженность 300 - 700 км и ширину от 40 - 50 до 150 - 200 км. Исключением является Волюно-Оршанский прогиб, который вместе с Крестцовским грабеном имеет длину около 1300 км, а ширина Оршанской впадины – 250 км. Глубина до поверхности фундамента в авлакогенах обычно колеблется от 1 - 2 до 5 - 6 км. Поздние авлакогены имеют те же размеры, за исключением Припятско-Донецкого, длина которого

измеряется 1200 км, а глубина до поверхности кристаллического фундамента – до 15 - 20 км.

Протяженность авлакогенов Сибирской платформы от 300 до 1000 км при ширине от 40 - 50 до 150 - 250 км. Глубина фундамента в их пределах обычно колеблется от 1 до 7 км и лишь в отдельных случаях в интракратонных частях увеличивается до 10 - 12 км (Кемпендяйский прогиб) и на окраинных участках, в местах перехода в зоны перикратонных опусканий, – до 10 - 14 км.

Как и современные рифты, палеорифты-авлакогены сформировались в результате листрического раскалывания литосферы. Листрические разломы (листроны) [51], которые по глубине проникновения могут быть внутривулканическими,

внутрикоровыми, мантийными литосферными (надстеносферными) и астеносферными, играют важнейшую роль в строении, развитии и геодинамике авлакогенов.

Листрические разломы хорошо известны во многих современных и ряде мезозойских рифтовых зонах [30, 47, 60, 62, 64 и др.]. В Северной Евразии листрические разломы наиболее убедительно доказаны в Припятском прогибе [8, 9]. Здесь мантийные литосферные и коровые листрические разломы рассекают всю консолидированную земную кору, проникают в верхи верхней мантии, образуя “коро-мантийную смесь” (рис. 3). Всем листрическим разломам соответствуют основные сбросы, которые рвут поверхность

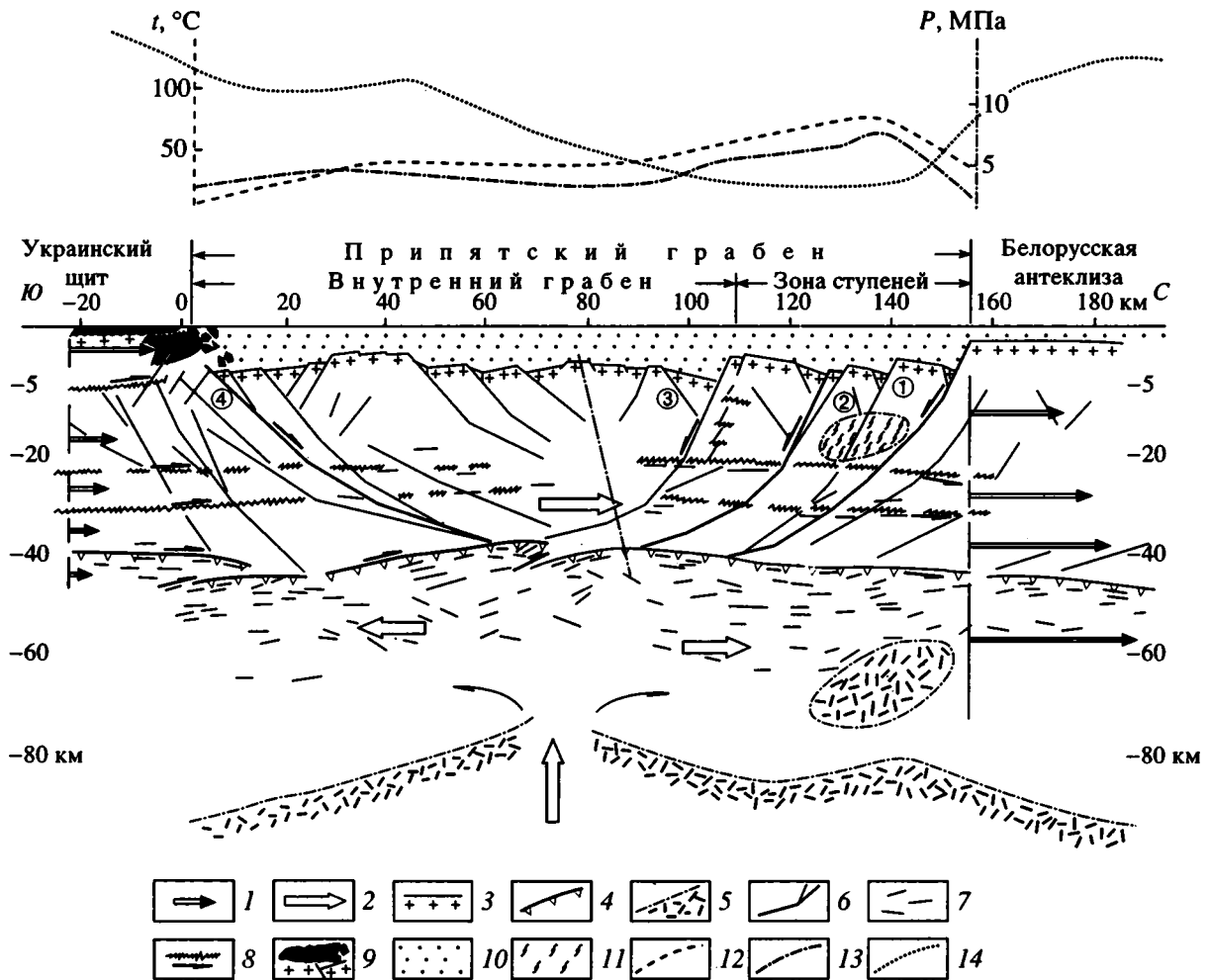


Рис. 3. Обобщенные сейсмогеологическая и геодинамическая модели поперечного разреза Припятского палеорифта по профилю VIII-VIII, по [9]

1 – вектора смещения пластин внутри литосферы; 2 – направление действия сил: астеносферного диапира (вертикальная стрела), его надстеносферных составляющих (горизонтальные стрелы) и движение Восточно-Европейской литосферной плиты; 3 – поверхность фундамента; 4 – поверхность М; 5 – астеносферные линзы и диапир; 6 – листрические разломы; 7 – сейсмические отражающие площадки; 8 – условные границы пластин внутри литосферы; 9 – предполагаемые надвиги кристаллических пород фундамента на осадочные отложения; 10 – осадочный чехол; 11 – трещинные разуплотнения; 12, 13 – кривые температур: 12 – на глубине 3 км, по [10], 13 – при $P = P_{пл} - P_{гидр}$, по [10]; 14 – редуцированная кривая G (пересчет на уровень 5 км выше земной поверхности, по данным И.В. Данкевича). Цифры в кружках – разломы: 1 – Северо-Припятский, 2 – Речицко-Вишанский, 3 – Червонослободской, 4 – Южно-Припятский.

фундамента и нижнюю часть чехла и которые хорошо изучены бурением и сейсморазведкой. Листрический характер разломов установлен и для некоторых рифейских грабенов [39].

Строение поверхности фундамента и осадочных образований, выполняющих авлакогены, определяется головными частями продольных листрических сбросов, которые образуют серию тектонических ступеней, грабенов, горстов, продольных выступов. Все авлакогены, как правило, разбиты и поперечными разломами, нередко сдвигового характера [6, 24, 35 и др.]. Над блоковыми структурами в верхней части чехла развиты отраженные структуры. В ряде поздних авлакогенов (Припятско-Донецкий, Кемпендьяйский) присутствуют мощные соляные толщи, которые создают широкую гамму тектонических форм, связанных с галокинезом [18].

Большинство авлакогенов после завершения собственно рифтового этапа развития претерпели стадию инверсии, в течение которой их строение существенно изменилось. Особенно это касается тех авлакогенов или отдельных их сегментов, толщи выполнения которых на инверсионной стадии подверглись складчато-надвиговым деформациям. Так, в пределах сложного Припятско-Донецкого авлакогена на месте глубочайшего Донбасского прогиба в результате инверсии в перми – раннем триасе возникла складчато-надвиговая зона. К таким же структурам принадлежит Уринский антиклинорий одноименного авлакогена Сибирской платформы. Некоторые исследователи складчатые сегменты авлакогенов (а иногда это может быть и целиком весь авлакоген) выделяют под названием интракратонных геосинклиналей [37, 38] или авлакогеосинклиналей [24]. Для стадии инверсии также характерны сдвиговые деформации.

Нередко сбросы в стадию инверсии трансформировались во взбросы и надвиги, причем подвижки обычно происходили по тем же поверхностям разрывов. Над созданными ими блоками или отдельными разломами в платформенном чехле сформировались мегавалы, валы, плакантиклинали, флексуры (Доно-Медведицкий, Печоро-Кожвинский, Колвинский мегавалы, Окско-Цнинский вал, Жигулевский надвиг и т.д.).

Для авлакогенов характерна асимметрия строения, проявляющаяся в разной крутизне их бортов, разных наклонах тектонических ступеней, смещении наиболее глубокой осевой зоны к одному из краев, различии в строении формаций и фаций и т.д. На примере Припятского прогиба видна асимметрия и глубинного строения: на юге – обширный внутренний чашеобразный грабен, ограниченный мантийными и осложненный коровыми листронами; на севере – зона тектонических

ступеней, сформированная серией мантийных листрических сбросов [8, 9].

Авлакогены в потенциальных геофизических полях выделяются линейно вытянутыми магнитными и гравитационными аномалиями. Даже ранние авлакогены в большинстве своем сохранили повышенный тепловой поток. Под авлакогенами на границе земной коры и верхней мантии намечается зона коро-мантийной смеси (“рифтовой подушки”), которая отличается пониженными скоростями сейсмических волн. Как зона коро-мантийной смеси, так и пояс листрического раскалывания обычно захватывают несколько более широкую полосу, чем собственно палеорифт. Так, Припятский палеорифт имеет ширину 140 - 150 км, а пояс рифтогенеза – не менее 250 км. Поверхность Мохо, как правило, приподнята под авлакогенами, создавая тем самым здесь уменьшенную мощность консолидированной земной коры (как бы “шейку растяжения”). Исключение составляют те сегменты, которые принадлежат складчатым зонам интракратонных геосинклиналей типа Донбасса. Для них характерно прогибание поверхности Мохо, которое образует здесь “корни гор”. Под авлакогенами, как и под более молодыми рифтами, предполагается, а иногда и обнаружен подъем астеносферы, нередко в виде астеносферного диапира или линзы. Так, в Припятском палеорифте кровля астеносферного диапира предполагается по данным сейсморазведки на глубинах около 80 - 100 км.

Некоторые авлакогены (например, рифейско-ранневендский Вольно-Оршанский) отличаются от типичных рифтовых структур, в том числе и от других ранних и особенно поздних авлакогенов, отсутствием четких разломных ограничений, слабым развитием блокового строения, низким тепловым потоком и др. Например, Оршанская впадина на поздних стадиях ее развития близка к ранним синеклизам. Это связано с тем, что такие авлакогены входили в зону ограниченного прерванного в развитии рифтогенеза. На Сибирской платформе также имеется ряд рифейских прогибов и впадин, которые не только близки к отмеченным, но и принадлежат уже плитным (ортоплатформенным) структурам [16, 21, 22 и др.].

РАЗВИТИЕ И ГЕОДИНАМИКА АВЛАКОГЕНОВ

По аналогии с современными континентальными рифтами, для которых характерен специфический предрифтовый этап [29], формированию авлакогенов также предшествовала подготовительная предавлакогенная история. Сведений об этом крайне мало, особенно в отношении ранних авлакогенов, но можно предполагать, что их фундамент подвергался тектоно-термальной и магматической активизации, вызывавшей его “возбуждение”.

Ранние авлакогены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах заложились не одновременно. Наиболее древние, нижнерифейские, образования известны в основании авлакогенов, расположенных на востоке этих платформ и открывающихся в зоны перикратонных опусканий (древние пассивные окраины континентов), обращенных в сторону палеоокеанов. Последние возникли в результате спрединга двух активных ветвей трехлучевых палеорифтов, а авлакогены представляли собой отмершую, выклинивающуюся в теле континента платформы третью тупиковую их ветвь.

В среднем, а на Восточно-Европейской платформе особенно в позднем рифее сформировались все сети ранних авлакогенов. Если на Сибирской платформе ко второй половине рифея или началу венда они прекратили развитие, но на Восточно-Европейской большинство из них перестало развиваться несколько позже, только к позднему венду.

В течение венда – раннего девона на обеих платформах шло формирование надрифтовых синеклиз, впадин и прогибов, а на западе Восточно-Европейской платформы – зоны перикратонного опускания. Внутриконтинентального рифтогенеза, а следовательно, и формирования авлакогенов не происходило.

В конце среднего и позднем девоне в связи с растяжением, связанным с раскрытием океана Палеотетис и событиями в палеоокеанах Панталасса и Уральского, на обеих платформах произошло заложение поздних авлакогенов, которые, по-видимому, входили в единую мировую рифтовую систему этих океанов [17].

Для поздних авлакогенов можно отчетливо проследить стадийность их развития. Так, для грабена Осло И. Рамберг и др. [30] установили шесть стадий рифтообразования. Важно отметить, что, используя пики магматизма и сбросовых подвижек как индикаторы палеонапряжений, они восстановили ориентировки этих палеонапряжений. В результате было выяснено, что как до, так и после растяжения в грабене Осло поле напряжений было сжимающим. Наибольшие растягивающие напряжения совпали по времени с максимальными магматической активностью и скоростью раздвига. Характерно, что активная стадия рифтообразования, т.е. интенсивный раздвиг, существовала в течение относительно короткого интервала времени по сравнению с общей продолжительностью развития палеорифта, а именно – около 10 млн. лет и, следовательно, скорость растяжения равна примерно 0.4 см/год, т.е. на порядок ниже, чем в океанских рифтах.

Достаточно детально установлены стадии развития Припятского прогиба [1, 35]. Варисийский этап развития территории прогиба начался с фор-

мирования окраины юго-западного борта Московской синеклизы (предрифтовый синеклизный подэтап незначительного растяжения в эйфельско-среднефранское время). Последний сменился в позднефранско-среднетриасовое время рифтовым подэтапом, который подразделяется на стадии: начального прогибания, соответствующего зарождению рифтообразования, и начальной деструкции литосферы (начало позднефранского – воронежско-евлановское время); главного максимального прогибания, кульминации рифтообразования и основной деструкции литосферы (конец позднефранского – фаменское время); заключительного прогибания, затухания рифтообразования и завершающей деструкции литосферы (ранний и средний карбон); общего подъема, инверсии и сжатия (поздний карбон – ранняя пермь); стабилизации, отмирания рифтообразования и остаточного растяжения (поздняя пермь – средний триас). С позднего триаса и юры развивается надрифтовая Припятско-Днепровская синеклиза.

Время наиболее активной деструкции литосферы Припятского палеорифта совпадает с проявлением щелочно-ультраосновного вулканизма, максимальными амплитудами листрических нормальных сбросов (рис. 4), формированием некомпенсированных бассейнов и их последующим заполнением франской и фаменской соленосными формациями. Следует отметить, что процессы растяжения, которые в позднем девоне охватили южные и восточные окраины Восточно-Европейской платформы, прилегающие к Палеотетису и Уральскому палеоокеану, содействовали широкому развитию некомпенсированных прогибов и впадин [7]: Припятского и Днепровского, приуроченных к одноименным авлакогенам; обширной Прикаспийской впадины, Уметовско-Линевского; Печорской и Камско-Кинельской систем прогибов, частично совпадающих с Печоро-Колвинским, Варандей-Адзвинским, Кажимским, Калтасинским и Серноводско-Абдулинским авлакогенами.

Величина растяжения Припятского палеорифта изменяется от 9.3 до 13 км (как и для многих современных рифтов – около 10% ширины), а длительность главной фазы деструкции равна 8.5 млн. лет, отсюда средняя скорость расширения имеет величину 0.11 - 0.16 см/год, а “мгновенная” скорость – 0.2 - 0.3 см/год [1].

Различна длительность формирования ранних и поздних авлакогенов: для первых она составляет несколько сотен миллионов лет, иногда превышает 500 млн. лет, для поздних обычно – 100 - 150 млн. лет, а более молодые мезозойские рифты (в том числе и тафрогены) имеют еще более короткое время жизни – от нескольких десятков до 100 миллионов лет.

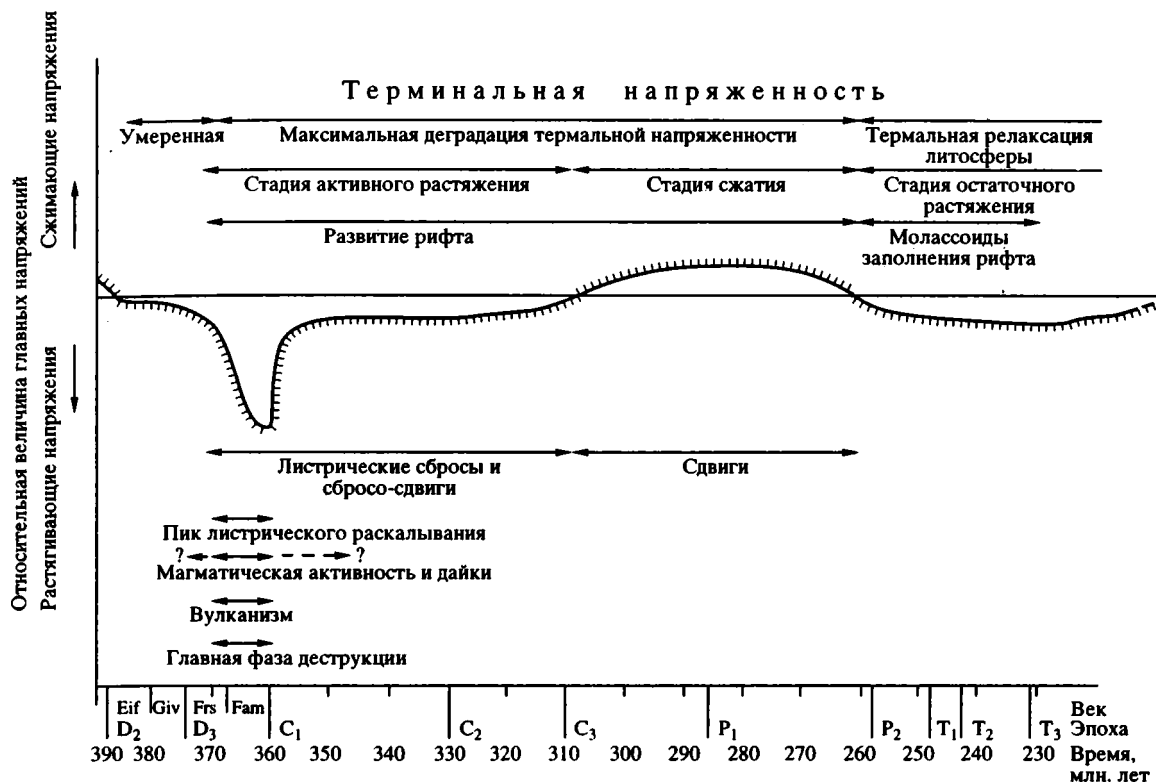


Рис. 4. Изменение относительной величины главных растягивающих и сжимающих напряжений в ходе эволюции Припятского прогиба, по [1].

Также различны средние скорости прогибания: если в ранних авлакогенах они колеблются обычно от 2 до 10 - 15 м/млн. лет, то в поздних – существенно выше (особенно в стадии основного рифтообразования) – до 100 - 150 м/млн. лет. Главная стадия рифтогенеза занимает небольшой отрезок времени по сравнению с общей продолжительностью рифтообразования, но она длительнее у ранних авлакогенов и относительно коротка (до 10 млн. лет) у поздних и еще короче у тафрогенов и современных рифтов. Средние скорости растяжения у ранних авлакогенов также значительно меньше, чем у поздних.

Как известно, существуют две модели утонения континентальной коры и формирования рифтов. По одной из них [59, 61] более пластичная нижняя кора растягивается, а верхняя более хрупкая раскалывается листрическими сбросами на блоки, которые испытывают по мере расширения последовательное вращение. По другой [65] – континентальная кора на всю мощность испытывает единый раскол с пологим (10° - 20°) углом наклона, а в нависающей коре листрические сбросы разбивают ее на наклоняющиеся блоки, которые соскальзывают вниз по плоскости основного раскола.

Рассмотрение тех относительно небольших материалов, которые имеются по строению (в том

числе и глубинному) авлакогенов Северной Евразии, показывает, что они в основном сформировались в соответствии с первой моделью. Далее в качестве примера кратко рассмотрим образование и геодинамику Припятского палеорифта – наиболее изученную в геолого-геофизическом отношении структуру такого типа.

При восстановлении геодинамики формирования Припятского палеорифта следует учитывать многофакторность ситуации и явлений: астеносферный диапиризм; реологическую неоднородность литосферы как по вертикали, так и по горизонтали; вероятный дрейф Восточно-Европейской литосферной плиты; возможный левосторонний поворот блока земной коры и т.д.

Растяжение литосферы, вызванное внедрением астеносферного диапира, спровоцировало листрическое раскалывание земной коры. Формированию листрических разломов способствовало существование реологических зон литосферы с преимущественно хрупкими деформациями в верхней коре, деформациями смешанного типа в нижней коре и преимущественно пластическими деформациями в верхней мантии [48]. Такая реологическая расслоенность литосферы вызвала проникновение листрических разломов на всю мощность земной коры [8].

Ранние авлакогены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах заложены не одновременно. Наиболее древние, нижнерифейские, образования известны в основании авлакогенов, расположенных на востоке этих платформ и открывающихся в зоны перикратонных опусканий (древние пассивные окраины континентов), обращенных в сторону палеоокеанов. Последние возникли в результате спрединга двух активных ветвей трехлучевых палеорифтов, а авлакогены представляли собой отмершую, выклинивающуюся в теле континента платформы третью тупиковую их ветвь.

В среднем, а на Восточно-Европейской платформе, особенно в позднем рифее сформировались все сети ранних авлакогенов. Если на Сибирской платформе ко второй половине рифея или началу венда они прекратили развитие, но на Восточно-Европейской большинство из них перестало развиваться несколько позже, только к позднему венду.

В течение венда – раннего девона на обеих платформах шло формирование надрифтовых синеклиз, впадин и прогибов, а на западе Восточно-Европейской платформы – зоны перикратонного опускания. Внутриконтинентального рифтогенеза, а следовательно, и формирования авлакогенов не происходило.

В конце среднего и позднем девоне в связи с растяжением, связанным с раскрытием океана Палеотетис и событиями в палеоокеанах Панталасса и Уральского, на обеих платформах произошло заложение поздних авлакогенов, которые, по-видимому, входили в единую мировую рифтовую систему этих океанов [17].

Для поздних авлакогенов можно отчетливо проследить стадийность их развития. Так, для грабена Осло И. Рамберг и др. [30] установили шесть стадий рифтообразования. Важно отметить, что, используя пики магматизма и сбросовых подвижек как индикаторы палеонапряжений, они восстановили ориентировки этих палеонапряжений. В результате было выяснено, что как до, так и после растяжения в грабене Осло поле напряжений было сжимающим. Наибольшие растягивающие напряжения совпали по времени с максимальными магматической активностью и скоростью раздвига. Характерно, что активная стадия рифтообразования, т.е. интенсивный раздвиг, существовала в течение относительно короткого интервала времени по сравнению с общей продолжительностью развития палеорифта, а именно – около 10 млн. лет и, следовательно, скорость растяжения равна примерно 0.4 см/год, т.е. на порядок ниже, чем в океанских рифтах.

Достаточно детально установлены стадии развития Припятского прогиба [1, 35]. Варисийский этап развития территории прогиба начался с фор-

мирования окраины юго-западного борта Московской синеклизы (предрифтовый синеклизный подэтап незначительного растяжения в эйфельско-среднефранское время). Последний сменился в позднефранско-среднетриасовое время рифтовым подэтапом, который подразделяется на стадии: начального прогибания, соответствующего зарождению рифтообразования, и начальной деструкции литосферы (начало позднефранского – воронежско-евлановское время); главного максимального прогибания, кульминации рифтообразования и основной деструкции литосферы (конец позднефранского – фаменское время); заключительного прогибания, затухания рифтообразования и завершающей деструкции литосферы (ранний и средний карбон); общего подъема, инверсии и сжатия (поздний карбон – ранняя пермь); стабилизации, отмирания рифтообразования и остаточного растяжения (поздняя пермь – средний триас). С позднего триаса и юры развивается надрифтовая Припятско-Днепровская синеклиза.

Время наиболее активной деструкции литосферы Припятского палеорифта совпадает с проявлением щелочно-ультраосновного вулканизма, максимальными амплитудами листрических нормальных сбросов (рис. 4), формированием некомпенсированных бассейнов и их последующим заполнением франской и фаменской соленосными формациями. Следует отметить, что процессы растяжения, которые в позднем девоне охватили южные и восточные окраины Восточно-Европейской платформы, прилегающие к Палеотетису и Уральскому палеоокеану, содействовали широкому развитию некомпенсированных прогибов и впадин [7]: Припятского и Днепровского, приуроченных к одноименным авлакогенам; обширной Прикаспийской впадины, Уметовско-Линевского; Печорской и Камско-Кинельской систем прогибов, частично совпадающих с Печоро-Колвинским, Варандей-Адзвинским, Кажимским, Калтасинским и Серноводско-Абдулинским авлакогенами.

Величина растяжения Припятского палеорифта изменяется от 9.3 до 13 км (как и для многих современных рифтов – около 10% ширины), а длительность главной фазы деструкции равна 8.5 млн. лет, отсюда средняя скорость расширения имеет величину 0.11 - 0.16 см/год, а “мгновенная” скорость – 0.2 - 0.3 см/год [1].

Различна длительность формирования ранних и поздних авлакогенов: для первых она составляет несколько сотен миллионов лет, иногда превышает 500 млн. лет, для поздних обычно – 100 - 150 млн. лет, а более молодые мезозойские рифты (в том числе и тафрогены) имеют еще более короткое время жизни – от нескольких десятков до 100 миллионов лет.

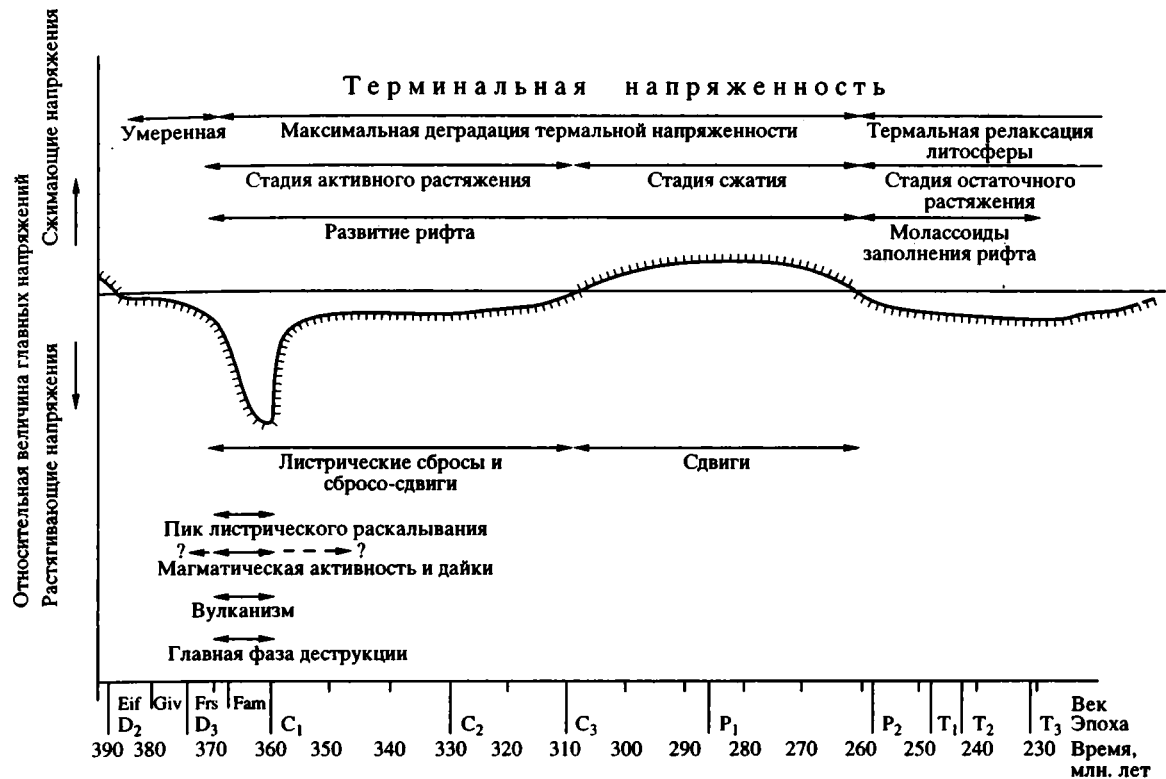


Рис. 4. Изменение относительной величины главных растягивающих и сжимающих напряжений в ходе эволюции Припятского прогиба, по [1].

Также различны средние скорости прогибания: если в ранних авлакогенах они колеблются обычно от 2 до 10 - 15 м/млн. лет, то в поздних – существенно выше (особенно в стадии основного рифтообразования) – до 100 - 150 м/млн. лет. Главная стадия рифтогенеза занимает небольшой отрезок времени по сравнению с общей продолжительностью рифтообразования, но она длительнее у ранних авлакогенов и относительно коротка (до 10 млн. лет) у поздних и еще короче у тафрогенов и современных рифтов. Средние скорости растяжения у ранних авлакогенов также значительно меньше, чем у поздних.

Как известно, существуют две модели утонения континентальной коры и формирования рифтов. По одной из них [59, 61] более пластичная нижняя кора растягивается, а верхняя более хрупкая раскалывается листрическими сбросами на блоки, которые испытывают по мере расширения последовательное вращение. По другой [65] – континентальная кора на всю мощность испытывает единый раскол с пологим (10° - 20°) углом наклона, а в нависающей коре листрические сбросы разбивают ее на наклоняющиеся блоки, которые соскальзывают вниз по плоскости основного раскола.

Рассмотрение тех относительно небольших материалов, которые имеются по строению (в том

числе и глубинному) авлакогенов Северной Евразии, показывает, что они в основном сформировались в соответствии с первой моделью. Далее в качестве примера кратко рассмотрим образование и геодинамику Припятского палеорифта – наиболее изученную в геолого-геофизическом отношении структуру такого типа.

При восстановлении геодинамики формирования Припятского палеорифта следует учитывать многофакторность ситуации и явлений: астеносферный диапиризм; реологическую неоднородность литосферы как по вертикали, так и по горизонтали; вероятный дрейф Восточно-Европейской литосферной плиты; возможный левосторонний поворот блока земной коры и т.д.

Растяжение литосферы, вызванное внедрением астеносферного диапира, спровоцировало листрическое раскалывание земной коры. Формированию листрических разломов способствовало существование реологических зон литосферы с преимущественно хрупкими деформациями в верхней коре, деформациями смешанного типа в нижней коре и преимущественно пластическими деформациями в верхней мантии [48]. Такая реологическая расслоенность литосферы вызвала проникновение листрических разломов на всю мощность земной коры [8].

Внедрение астеносферного диапира произошло на фоне горизонтального дрейфа Восточно-Европейской литосферной плиты, что обусловило неравномерность распределения напряжений: на севере палеорифта силы растяжения, связанные с внедрением диапира, совпадали с движением литосферной плиты и складывались с ним, усиливая тем самым растяжение и создавая ослабленную зону, а на юге, наоборот, эти силы были ориентированы в противоположном направлении по отношению к движению плиты, формируя здесь зону более сложного сочетания не только усилий растяжения, но и сжатия. Отсюда асимметрия Припятского палеорифта: на севере – зона ступеней с чертами дивергенции, на юге – чашеобразный блок Внутреннего грабена, который ограничен Южно-Припятским мантийным разломом, носящим элементы конвергентности. Здесь кристаллические породы Украинского щита, вероятно, надвинуты на осадочные образования Припятского прогиба, обнаружен надвиг в самых низах земной коры, а также ряд структур сжатия в осадочном чехле прогиба [9]. Эта асимметрия глубинного строения Припятского палеорифта отразилась в структуре и развитии осадочного чехла прогиба, его осадконакоплении, тепловом потоке и других геофизических показателях.

Не исключен возможный левосторонний поворот блока земной коры палеорифта примерно на 20° по отношению к простиранию Днепровского прогиба [2], аналогичный описанным для отдельных частей Днепровского и Донецкого сегментов авлакогена [40]. Это явление еще больше усилило ту асимметрию строения прогиба, о которой было сказано ранее.

Горизонтальная реологическая неоднородность фундамента в значительной степени обусловила поперечную зональность Припятского палеорифта с подразделением его на Западный, Центральный и Восточный сегменты, которые разделены поперечными диагональными разломами сдвигового характера [2, 35]. Эти сегменты отличаются различными скоростями движения и амплитудами смещения как по продольным литрическим сбросам, так и по поперечным сдвигам.

Отмеченные особенности строения, формирования и палеогеодинамики Припятского прогиба присущи многим другим авлакогенам Северной Евразии, но в то же время для них характерны и свои отличительные черты, связанные с местоположением на платформе, спецификой седиментации и др.

АВЛАКОГЕНЫ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С авлакогенами связаны многие виды полезных ископаемых. К ним приурочены нефтегазовые комплексы, которые наиболее богаты и перспективны в поздних авлакогенах обеих древ-

них платформ. Интервал нефтегазоносности в них связан с осадками основного этапа развития. Для них характерно многообразие типов залежей, приуроченных как к дизъюнктивным, так и пликативным структурам, рифогенным постройкам, литологически и стратиграфически экранированным ловушкам и др. На примере Припятского прогиба видна тесная связь размещения нефтяных месторождений с глубинным строением и геодинамикой [10]. В ранних авлакогенах Северной Евразии в ряде мест получены притоки нефти и газа, но промышленных их скоплений пока не обнаружено. Они еще слабо изучены, являются потенциально нефтегазоносными, и наиболее интересны поиски месторождений нефти и газа на востоке Восточно-Европейской и на северо-востоке Сибирской платформ.

С осадочным чехлом поздних авлакогенов связаны крупные месторождения калийных и каменных солей (Припятский, Кемпендяйский прогибы). Достаточно напомнить, что Старобинское месторождение Припятского прогиба дало около 50% калийных удобрений бывшего СССР. Внутри авлакогенов отмечена приуроченность наибольшей калиеносности к конседиментационным синклиналиям и мульдам. С авлакогенами связаны крупные угольные месторождения параллического (Донбасс), а также ряд мелких лимнического генезиса. К ним приурочены месторождения горючих сланцев, давсонита (алюминиевое и содовое сырье), меди, ртути, рассолов (с большими концентрациями иода, брома, стронция, лития и многих других элементов) и др. К ранним и поздним авлакогенам приурочены пресные, минеральные и термальные воды, причем последние пригодны для энергетического использования. В них также известны месторождения россыпей редких и редкоземельных элементов.

Авлакогены были проводниками глубинных магматических процессов и поэтому предопределяли расположение ряда металлогенических зон. Нередко на месте ранних авлакогенов закладывались поздние или возникали (вплоть до мезозоя – кайнозоя) зоны тектоно-магматической активизации, которые контролировали те или иные металлогенические зоны. Так, на Сибирской платформе возникли Вилуйско-Мархинская алмазоносная и Уджинская апатит-магнетитовая зоны, причем все алмазоносные кимберлиты расположены во внутренней части палеорифта [21].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е. Геодинамическая эволюция Припятского палеорифта // Докл. АН БССР. 1986. Т. XXX. № 5. С. 460 - 463.
2. Айзберг Р.Е., Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю., Старчик Т.А. Геодинамическая модель Припятского палеорифтового бассейна // Геофизический журнал. 1991. Т. 13. № 3. С. 17 - 29.

3. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
4. Богданов А.А. О некоторых проблемах тектоники Европы // Вестник МГУ. Сер. геол. 1961. № 5. С. 46 - 66.
5. Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ // Сов. геология. 1964. № 9. С. 3 - 28.
6. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
7. Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Конищев В.С. Некомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформ. Минск: Наука и техника, 1990. 102 с.
8. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48 - 60.
9. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Особенности глубинного строения и палеогеодинамика Припятского прогиба // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Минск: Ин-т геол. наук, 1994. С. 20 - 40.
10. Гарецкий Р.Г., Печерников В.В., Айзберг Р.Е., Клушин С.В. Отражение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла // Сов. геология. 1990. № 3. С. 93 - 99.
11. Геология нефти и газа Восточно-Европейской платформы / Максимов С.П., Дикенштейн Г.Х., Золотов А.Н. и др. М.: Недра, 1990. 274 с.
12. Геолого-геохимические условия формирования нефтегазоносных месторождений в древних толщах Восточной Сибири / Соколов Б.А., Накаряков В.Д., Битнер А.К. и др. М.: Изд-во МГУ, 1989. 192 с.
13. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
14. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов // Сов. геология. 1970. № 12. С. 121 - 122.
15. Докембрийская геология СССР / Под ред. Рундквиста Д.В. и Митрофанова Ф.П. Л.: Наука, 1988. 440 с.
16. Золотов А.Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
17. 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.
18. Конищев В.С. Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ. Минск: Наука и техника, 1984. 190 с.
19. Куликов П.К. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты // Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972. С. 60 - 67.
20. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 192 с.
21. Малич Н.С., Гринсон А.С., Турганова Е.В., Чернышев Н.М. Рифтогенез Сибирской платформы // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 184 - 193.
22. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы // Под ред. Суркова В.С. М.: Недра, 1987. 204 с.
23. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
24. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
25. Муратов М.В. Взаимоотношение складчатого основания и чехла молодых платформ // Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972. С. 116 - 120.
26. Нагорный М.А. Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и техника, 1990. 105 с.
27. Николаев В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 101 с.
28. Основные проблемы геологического строения Русской плиты // Кратц К.О., Берковский А.Н., Бондаренко Л.П. и др. Л.: Наука, 1979. 120 с.
29. Развалаяев А.В. Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 191 с.
30. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // 27-й Международный геол. конгресс. Тектоника. Доклады. М.: Наука, 1984. С. 78 - 109.
31. Региональная геология нефтегазоносных территорий СССР / Габриэлянц Г.А., Дикинштейн Г.Х., Капустин И.Н. и др. М.: Недра, 1991. 283 с.
32. Сейферт К.К. Дрейф континентов, структурные данные // Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. М.: Мир, 1990. С. 190 - 208.
33. Соболевская В.Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 207 - 216.
34. Структура и эволюция земной коры Якутии / Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фралкин Г.С. и др. М.: Наука, 1985.
35. Тектоника Припятского прогиба / Под ред. Гарецкого Р.Г. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
36. Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции / Дедеев В.А., Юдин В.В., Богацкий В.И., Шарданов А.Н. Сыктывкар: Коми науч. центр УрО АН СССР, 1989. 28 с.
37. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
38. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
39. Хатьянов Ф.И. Сейсмоформационное прогнозирование. М.: ВНИИОЭНГ, 1985. 45 с.
40. Чекунов А.В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геол. журн. 1976. № 1. С. 123 - 127.
41. Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 4. С. 10 - 26. То же - // Избр. труды. М.: Наука, 1964. Т. II. С. 459 - 474.
42. Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 6. С. 57 - 90. То же - // Избр. труды. М.: Наука, 1964. Т. II. С. 426 - 458.

43. Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5 - 62. То же - // Избр. труды. М.: Наука, 1964. Т. II. С. 369 - 425.
44. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 5. С. 37 - 56. То же - // Избр. труды. М.: Наука, 1964. Т. II. С. 475 - 494.
45. Шатский Н.С. О прогибах донецкого типа // Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. II. С. 544 - 553.
46. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. № 5. С. 5 - 26. То же - // Избр. труды. М.: Наука, 1964. Т. II. С. 523 - 543.
47. Шенгёр С.А.М. Авлакоген // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990. Т. 1. С. 7 - 17.
48. Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю. О возможном механизме формирования Припятского палеорифта (в свете тектонофизической интерпретации условий образования глубинных листрических разломов) // Геотектоника. 1989. № 6. С. 72 - 80.
49. Шнунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.
50. Ajfkaiye D.E., Kogbe C.A. Origin, structure and mineral resources of the Benue Valley, Nigeria // Earth Evolution Sciences. 1981. Vol. 1. P. 97 - 172.
51. Bally A.W., Bernouilli D., Davis G.A., Montadert L. Listric normal faults // Oceanologic Acta. 1981. SP. P. 87 - 101.
52. Bubnoff S. Die Struktur Osteuropas // Geol. Rundschau. 1940. Bd. 31. H. 7 - 8.
53. Burke K. Aulacogens and continental breakup // Ann. Earth and Planetary Sci. 1977. Vol. 5. P. 371 - 396.
54. Burke K. Intracontinental rifts and aulacogens // Continental Tectonics. Washington D.C. National Acad. Sciences. Studies in Geophysics, 1980. P. 42 - 49.
55. Burke K., Dewey J.F. Two plates in Africa during the Cretaceous? // Nature. 1974. № 249. P. 313 - 316.
56. Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 3 - 21.
57. Grant N.K. South Atlantic, Benue Trough, and Gulf of Guinea Cretaceous triple junction // Geol. Soc. America Bull. 1971. Vol. 82. P. 2295 - 2298.
58. Hoffman P. Supracrustal rocks of the Coronation geosyncline // Variations in tectonics styles in Canada. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, 1972. Vol. 11. P. 455 - 467.
59. Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive margin: A model of formation // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 86. P. 3708 - 3720.
60. Lowell I.D., Genik G.J. Sea-floor spreading and structural evolution of the southern Red Sea // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1972. Vol. 56. P. 247 - 259.
61. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25 - 32.
62. Russel L.R., Snelson S. Structural Style and Tectonic Evolution of the Albugerque Basin Segment of the Rio Grande Rift, New Mexico, U.S.A. // Interior Rift Basins. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Tulsa, 1994. P. 205 - 258.
63. Seyfert C.K., Sirkin L.A. Earth History and Plate Tectonics. 2-nd ed. New York: Harper and Row, 1979. 600 p.
64. Shelton J.W. Listric normal faults: an illustrated summary // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1984. Vol. 68. № 7. P. 801 - 815.
65. Wernike B., Burchfield B.C. Modes of extensional tectonics // J. Struct. Geol. 1982. Vol. 4. № 2. P. 105 - 115.

Aulacogens of North Eurasian Platforms

R. G. Garetsky

Institute of Geosciences, Belarussian Academy of Sciences, Minsk

According to Shatsky's ideas, aulacogens represent intercontinental paleorifts prograded into cratonic areas as "dead" branches of paleoceanic rift systems. In young platforms, such paleorifts should be considered as taphrogenic structures. The Eurasian aulacogens of ancient East European and Siberian platforms are divisible into earlier (Riphean-Early Vendian) and later (Devonian-Permian) aulacogens. Their spatial distribution, internal structure, infilling formations, magmatism, principal mineral resources, stages of evolution and geodynamics are presented and discussed.

УДК 551.242(235)

ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ

© 1995 г. С. В. Руженцев, А. А. Моссаковский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 28.02.95 г.

Обсуждается выдвинутая Н.С. Шатским проблема разделения глобальной структуры Земли на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, характеризовавшиеся на протяжении по крайней мере всего фанерозоя различным стилем тектонического развития. В связи с этим особое значение приобретает изучение областей сочленения этих сегментов, как современных (Индонезийско-Филиппинский регион), так и древних палеозойских (в Центральной Азии). На примере последних рассмотрены геодинамические и историко-геологические закономерности тектонического развития таких областей, в которых происходит взаимное наложение и интерференция कोरोобразующих процессов, свойственных каждому из сегментов. С этих позиций объясняются мозаичный структурный рисунок Центрально-Азиатского складчатого пояса, в котором тектонически совмещены аккреционные и коллизионные складчатые системы; микроплитность Палеоазиатского океана и особенности протекания в нем процессов спрединга и субдукции, характерные для западной периферии Тихоокеанского сегмента, и одновременное зарождение и дальнейшее прогрессивное развитие деструктивных палеоокеанических бассейнов Палеотетиса I и II с ярко выраженными индо-атлантическими тенденциями эволюции.

Последняя четверть XX века ознаменовалась стремительным развитием мобилистских идей в геотектонике, получивших наиболее полное выражение в становлении новой парадигмы в геологии – тектоники литосферных плит. Эта парадигма возникла в результате анализа геофизических и геологических данных о современной структуре литосферы (особенно литосферы современных океанов), отражающей в масштабе геологического времени современную мгновенную кинематику литосферных плит, которая затем теми же методами была экстраполирована на кайнозой и большую часть мезозоя. Получив многочисленные подтверждения в геофизических и геологических исследованиях дна океанов, эта концепция быстро получила признание в мировом геологическом сообществе. Большую роль в этом сыграли успехи в структурном и петролого-геохимическом изучении офиолитовых ассоциаций континентов, позволившие рассматривать их как фрагменты океанической коры геологического прошлого и, более того, идентифицировать среди них образования срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов и островных дуг. Не меньшее значение имели и палеомагнитные исследования, показавшие, что в одни периоды геологического времени континенты разделялись обширными океаническими пространствами, а в

другие – они группировались в суперконтиненты, такие, как Лавразия, Гондвана или вегенеровская Пангея II. При этом на месте разделявших их океанических пространств возникали межконтинентальные складчатые пояса.

Основные положения тектоники литосферных плит стали доминировать при расшифровке тектонического развития фанерозойских складчатых поясов, что привело, с одной стороны, к широкому распространению униформистских взглядов на тектоническое развитие Земли в фанерозое, а с другой – к недооценке региональных и эволюционных факторов, влиявших на тектоническое развитие конкретных складчатых поясов. Одновременно произошел пересмотр с мобилистских позиций внутренней структуры фанерозойских складчатых поясов, позволивший установить сложное покровно-складчатое строение и тектоническую расслоенность большинства из них, которые были обусловлены процессами мощного горизонтального сжатия, сопровождавшегося массовыми проявлениями метаморфизма и магматизма [37 и др.].

Столь сложное строение складчатых поясов крайне затрудняет плейт-тектонический анализ истории их формирования, в особенности реконструкции палеоокеанических бассейнов. Классические приемы такого анализа, разработанные для современной эпохи, здесь не применимы, так

как полосовые магнитные аномалии и их ориентировки в офиолитах сгерты, комплексы палеоокеанических бассейнов раздавлены и деформированы, дивергентные границы плит скрыты под более молодыми складчатыми комплексами, а конвергентные – растащены и искажены в процессе последующих деформаций. Поэтому не случайно плейт-тектонический анализ фанерозойских складчатых поясов в большинстве случаев сводится к упрощенным схемам, в самом общем виде копирующим современные геодинамические обстановки островных дуг и окраинных морей; реже при наличии следов пассивных континентальных окраин палеоокеанические бассейны сравниваются с крупными океанами атлантического либо малыми бассейнами красноморского типов в зависимости от идейных позиций и “смелости” того или иного исследователя.

Все сказанное показывает, что реконструкция палеогеодинамических обстановок в фанерозойских складчатых поясах является одной из наиболее актуальных и в то же время сложных проблем, разработка которой требует комплексной методики, основанной не только на сравнении с геодинамическими обстановками современных океанов, но и применения некоторых методов тектонического анализа структуры континентов, в том числе давно известных, но не применявшихся до последнего времени.

Здесь следует обратиться к опыту наших предшественников и, прежде всего, к научному наследию Н.С. Шатского, крупнейшего русского тектониста и одного из основоположников российской тектонической картографии, в трудах которого можно почерпнуть многие идеи и методические приемы тектонического анализа, не потерявшие своего значения и в настоящее время. Именно Н.С. Шатский разработал и ввел в практику научных исследований структурный метод анализа крупных форм земной коры и сравнительно-тектонический метод. “Структурный метод основан на тщательном изучении соотношений в пространстве и во времени различных тектонических форм, нередко самых разнообразных систематических категорий (простираения складчатых и нескладчатых деформаций, их размеры, морфология, относительные превышения, характер ограничений, внутреннее строение, особенности их сочленения и т.д.)” [45, с. 19]. Возможности этого метода были продемонстрированы Н.С. Шатским на примере сложной тектонической структуры Центрального Казахстана. Сравнительно-тектонический метод, блестяще примененный Н.С. Шатским в серии статей по сравнительной тектонике древних платформ, позволяет “...путем сравнения сходных тектонических форм, расположенных нередко в удаленных сегментах земной коры, обнаружить индивидуальные и общие черты строения этих форм и выяс-

нить закономерности их происхождения и развития” [45, с. 19]. Используя эти методы, российские геологи и, прежде всего, коллектив сотрудников Геологического института РАН [21, 37 и др.] в фанерозойских складчатых сооружениях Сибири, Казахстана, Монголии и Дальнего Востока выделили мозаичные и линейные складчатые области и пояса, а затем обосновали аккреционный механизм формирования первых и коллизионный – вторых.

Наконец, не только не потеряли своего значения, но и получили новый импульс развития представления Н.С. Шатского о глобальной неоднородности земной коры, который, опираясь на идеи В.И. Вернадского о диссимметрии Земли, впервые обосновал с тектонических позиций существование Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, отличавшихся разным строением и различной тектонической историей, а также металлогенией. Эти представления, получившие дальнейшее развитие в трудах Н.П. Хераскова [43], М.В. Муратова [22], В.Е. Хаина [39, 40] и особенно Ю.М. Пуцаровского [20, 24 - 26, 28], находят подтверждение в результатах палеомагнитных исследований и сейсмической томографии и оказывают большое влияние на интерпретацию структурных и историко-геологических взаимоотношений фанерозойских внутриматериковых складчатых поясов и складчатых поясов по периферии Тихого океана.

Это научное направление родилось в недрах русской тектонической школы задолго до появления концепции тектоники литосферных плит и, как представляется некоторым авторам, в корне противоречит последней. Однако это не так. Тектоника литосферных плит описывает геодинамические и кинематические процессы в верхних оболочках Земли, тогда как учение о диссимметрии Земли и существовании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов направлено на изучение более общих и более глубоких закономерностей развития Земли, связанных с неоднородностями строения всех ее оболочек и влияющих на тектонические процессы в литосфере.

ТИХООКЕАНСКИЙ И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТЫ ЗЕМЛИ

Представление об асимметрии Земли и выделении в ней Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов возникло в результате анализа современной структуры ее верхних оболочек, в которых четко обособляются тихоокеанское полушарие с огромным океаном в центре, обрамленным палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими складчатыми сооружениями с внешней стороны и системами современных островных вулканических дуг, желобов и окраинных морей с

внутренней (Тихоокеанский тектонический пояс Ю.М. Пушаровского), и индо-атлантическое, в котором группируются все современные континенты (включающие докембрийские кратоны и межконтинентальные фанерозойские складчатые пояса), разделенные Атлантическим, Индийским и Северным Ледовитым океанами с обширными пассивными континентальными окраинами, лишенными сколько-нибудь значительных современных проявлений вулканизма и сейсмичности [24 - 26, 39, 43]. В дальнейшем были установлены существенные различия в строении и истории развития Тихого океана, с одной стороны, и Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого, с другой, хотя тектоника литосферных плит ярко проявлена во всех океанах. Первый является древней структурой, существование которой, судя по возрасту аккреционных складчатых сооружений Тихоокеанского тектонического пояса, прослеживается, по крайней мере, до начала фанерозоя [26, 28, 40]. Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны представляют собой новообразованные структуры, время возникновения которых определяется в интервале конец юры – начало мела и четко связано с процессами распада позднепалеозойского суперконтинента – Пангеи II. Образование и последующий распад этого суперконтинента, как и более раннего – протерозойской Пангеи I, определили главные тенденции тектонического развития Индо-Атлантического сегмента Земли в течение последнего миллиарда лет, а, возможно, и ранее. Эти процессы и, соответственно, возникновение, эволюция и закрытие палеоокеанов в Индо-Атлантическом сегменте зафиксированы в структуре фанерозойских коллизионных складчатых поясов, а применительно к более ранним этапам геологической истории – в структуре фундамента древних платформ.

Анализ строения и тектонической эволюции фанерозойских складчатых поясов *Индо-Атлантического сегмента* (каледониды Западной Европы и Северной Америки, варисциды Южных Аппалач, Европы, Урала, Южного Тянь-Шаня, Южной Монголии и Китая, индосиниды Центральной и Юго-Восточной Азии, Альпийский складчатый пояс и др.) показал, что все они относятся к коллизионному типу и сформировались в результате столкновения докембрийских континентальных масс североамериканского, восточноевропейского, сибирского и гондванского происхождения. Палеоокеаны, на месте которых они возникли (Палеотетисы I и II, Мезотетис, Неотетис, Япетус, Уральский, Саксо-Тюрингский, Мерримак-Рейский и некоторые другие), являются деструктивными структурами, образовавшимися в процессе рифтинга раннепалеозойских континентов Лаврентии, Балтии, Сибири и Гондваны, а их развитие подчинялось четко выраженному

циклу Уилсона. Эволюция этих палеоокеанов при их значительной, измеряемой тысячами километров ширине предполагает большую подвижность континентальных блоков. Это, а также односторонняя направленность перемещения континентов и микроконтинентов, при которой образование коллизионных складчатых поясов сопровождается одновременным возникновением в тылу перемещающихся континентальных масс новых деструктивных палеоокеанов, закономерность, устойчиво повторяющаяся, начиная с палеозоя и обоснованная многими российскими и зарубежными учеными [3, 13, 19, 40, 49 и др.], свидетельствуют об асимметричном процессе разрушения континентов южного ряда (Гондваны, Катазии) и наращивания за счет их фрагментов континентов северного ряда (Лаврентии, Балтии, Сибирского, с позднего палеозоя – Евразии).

Следовательно, главной тенденцией тектонического развития в фанерозое Индо-Атлантического сегмента является перераспределение древних континентальных масс в процессе новообразования и эволюции палеоокеанов деструктивного класса, среди которых по особенностям кинематики и векторам перемещений могут быть выделены разные типы, например, уральско-аппалачский и тетический.

Тихоокеанский сегмент, напротив, характеризуется консервативными тенденциями развития океанической коры по отношению к ограничивающим его древним континентам Индо-Атлантического сегмента. Это отчетливо вытекает из анализа особенностей строения и размещения кайнозойских, мезозойских и палеозойских складчатых зон в Тихоокеанском тектоническом поясе [20, 26]. Хотя конфигурация пояса и его ширина менялись во времени, однако на всех этапах развития в нем формировались периокеанические аккреционные складчатые комплексы, связанные преемственностью простираний, и наложенные на них окраинно-континентальные вулканические пояса. Отмечается последовательное омоложение аккреционных зон и вулканических поясов в сторону Тихого океана. Это можно продемонстрировать на хорошо обоснованном примере Корякского нагорья, где выделены раннепалеозойские, позднепалеозойско-раннемезозойские, позднелурско-меловые, позднемеловые – кайнозойские аккреционные зоны, образованные комплексами пород островных вулканических дуг, окраинных бассейнов и собственно океанического происхождения [17, 25, 26, 28]. Аналогичные аккреционные зоны установлены на Камчатке, в Приморье, на западе Северной Америки и в других регионах.

Характернейшей особенностью современной структуры Тихоокеанского сегмента является его асимметрия, связанная с существованием в

его западной части широкой и протяженной области микроплитного строения. Она представлена многочисленными системами современных разноориентированных, торцово сочленяющихся островных вулканических дуг, желобов, задуговых и междуговых бассейнов с океаническим типом коры и разноориентированными спрединговыми зонами позднеюрского, мелового и кайнозойского возраста (Меланезия, Индонезия, Филиппины и т.д.). Эта область резко контрастирует с относительно простым строением собственно Тихого океана с его единственной крупномасштабной спрединговой зоной в Восточно-Тихоокеанском хребте и немногочисленными крупными литосферными плитами. Традиционно она рассматривается в качестве активной континентальной окраины западнотихоокеанского типа.

Подобные проявления микроплитной тектоники имеют место и на восточной периферии Тихоокеанского сегмента – в Карибском регионе и вблизи южной оконечности Южно-Американского континента в дуге Скоша. Но здесь они, видимо, были подавлены в условиях крупномасштабного конвергентного взаимодействия крупных литосферных плит Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, которое выражается в мощных процессах субдукции океанической коры в протягивающейся на многие тысячи километров узкой зоне у западного края Южной Америки либо в форме пододвигания по пологим тектоническим поверхностям тихоокеанской литосферы под индо-атлантическую на западе Северо-Американского континента.

Вытекающее из анализа строения и возраста аккреционных складчатых сооружений Тихоокеанского тектонического пояса длительное, на протяжении всего фанерозоя активное саморазвитие в Тихоокеанском сегменте обширных пространств океанической коры (современный Тихий океан, Палеопацифика, Панталасса), скорее всего, определялось повышенной энергией эндогенных процессов с настолько интенсивным и устойчивым во времени тепломассообменом, что условия для формирования субконтинентальной и континентальной коры могли создаваться лишь на его периферии на границах с Индо-Атлантическим сегментом. Причину этого явления, как и асимметрии Земли в целом, видимо, следует искать в существовании глобальных неоднородностей в мантии, определявших энергию, масштабы и направленность глубинных конвективных процессов [26, 28].

Важнейшая проблема, которая возникает при разработке концепции глобальной асимметрии Земли, связана с определением границ Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, как современных, так и для раннемезозойского и венд-палеозойского времени, выяснением их

структурного выражения и тех тектонических процессов, которые происходили и происходят в настоящий момент в областях сочленения этих сегментов.

Вряд ли можно сомневаться в том, что, учитывая масштаб глобальной асимметрии Земли и глубинность причин, ее порождающих, границы Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов не могли иметь строго дискретный характер. Они, как это впервые подчеркнул Н.П. Херасков [43], скорее всего, представляли собой достаточно широкие области, в которых происходило взаимодействие глубинных процессов, определивших основные тенденции тектонического развития каждого из сегментов. В зависимости от преобладания в этих областях сочленения в разные отрезки геологического времени тихоокеанских или индоатлантических тенденций развития менялись и геодинамика корообразующих процессов, и их поверхностное выражение в форме разных по кинематике и механизмам формирования складчатых поясов и неодинаковых по условиям зарождения, эволюции и внутренней плейт-тектонической структуре океанических бассейнов.

Рассмотрим эту проблему на примере палеозойского Центральной Азии, региона, который, по нашему мнению, представляет собой одну из палеозойских областей сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов.

ПАЛЕОЗОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ – ОБЛАСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ СТРУКТУР ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ

Центрально-Азиатский складчатый пояс, общая характеристика

Центрально-Азиатский пояс – композитивное складчатое сооружение, расположенное между Сибирской платформой на севере и Катазией (Сино-Корейская и Таримская платформы) на юге, объединяет рифейские, салаирские, каледонские, варисские и индосинийские зоны. В структурном отношении это крайне сложно построенный регион, включающий аккреционные (Алтай, Саяны, Забайкалье, Монголия и Казахстан) и коллизионные (Северный Китай, Южная Монголия, Джунгария, Южный Тянь-Шань, Северный Памир) сооружения, формирование которых тесно связано с многочисленными докембрийскими массивами: Дзобханским, Тувино-Монгольским, Южно-Гобийским, Северо-Тяньшаньским и др. (рис. 1). Становление пояса происходило в результате тектонического развития нескольких палеоокеанов: Палеоазиатского, Палеотетиса I и Палеотетиса II. Палеоазиатский рассматривается нами как часть Палеопацифики и включается в

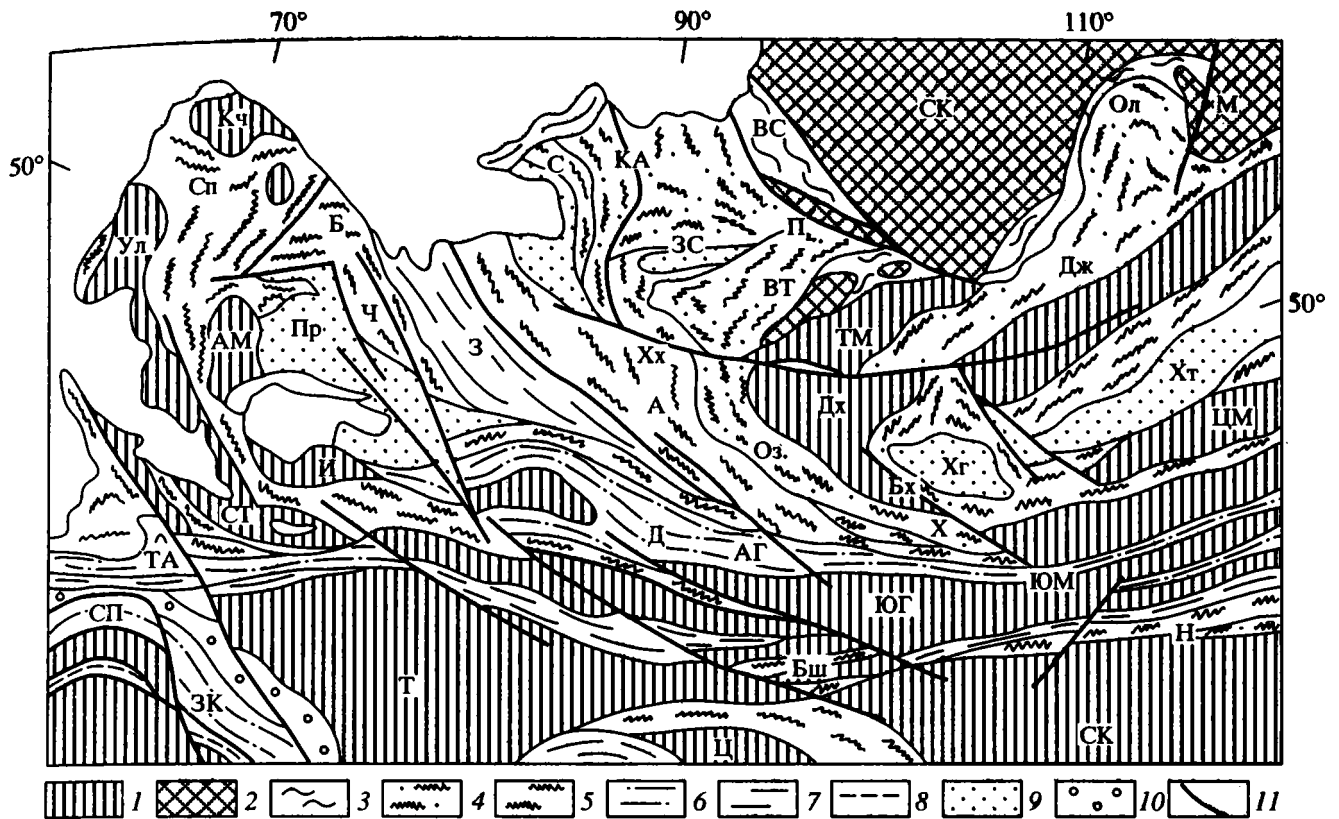


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Азиатского пояса

1 – континентальные массивы гондванского (катазиатского) ряда (АМ – Актау-Моинтинский, Дх – Дзабханский, И – Илийский, Кч – Кокчетавский, СК – Сино-Корейский, СТ – Северо-Тяньшаньский, Т – Таримский, ТМ – Тувино-Монгольский, Ул – Улутауский, Ц – Цайдамский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский); 2 – континентальные массивы сибирского ряда (М – Муйский, П – Протеросаянский, С. К. – Сибирский континент); 3 – 8 – складчатые зоны: 3 – байкальские (ВС – Восточный Саян, Ол – Олохитская); 4 – салаирские (Бх – Баянхонгорская, ВТ – Восточно-Тувинская, Дж – Джидинская, КА – Кузнецкий Алатау, Оз – Озерная, Х – Хантайширская), 5 – каледонские (А – Алтайская, Б – Бошекульская, Бш – Бейшаньская, ЗС – Западно-Саянская, Н – Неймонгольская, С – Салаирская, Сп – Степнякская, Ч – Чингизская), 6 – варисские (Д – Джунгарская, З – Обь-Зайсанская, ЗК – Западно-Кунылульская, СП – Северо-Памирская, ТА – Туркестано-Алайская, ЮМ – Южно-Монгольская), 7 – индосинийские, 8 – киммерийские; 9 – остаточные прогибы (П – Прибалхашский, Хг – Хангайский, Хт – Хентейский); 10 – Предкуньлуньский краевой прогиб; 11 – разломы (АГ – Алтае-Гобийский, Хх – Ханхухейский).

состав Тихоокеанского сегмента Земли, остальные – как структуры тетического ряда, свойственные Индо-Атлантическому сегменту [20]. Именно их комбинация во многом и определила специфику тектонического строения и развития Центральной Азии в позднем докембрии и палеозое, а если рассматривать проблему шире, то и в течение всего фанерозоя.

Анализ структуры и геодинамики Центрально-Азиатского пояса достаточно полно дан в ряде специальных работ [2, 4, 6 - 8, 11, 19, 21, 33 - 35, 37, 51, 52, 56, 62]. Поэтому в настоящей статье мы лишь в самом общем виде коснемся этой проблемы, сосредоточив основное внимание на некоторых дискуссионных вопросах.

Уже давно установлено, что Центрально-Азиатский пояс включает два типа складчатых сооружений: мозаичные и линейные. Мозаичные

области (рифейды, салаириды, каледониды, отчасти варисциды Алтая, Саян, Центральной и Северной Монголии, Казахстана) характеризуются невыдержанными, перекрещивающимися простираниями зон, их торцовыми сочленениями по крупным разломам. Офиолиты постоянно присутствуют в виде аллохтонных пластин, клиньев, образующих небольшие по протяженности пояса, подчеркивающие общую мозаичность структурного рисунка.

Палеоазиатский океан – реликтовая структура Палеоокеана (Панталассы), располагавшаяся между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами (рис. 2). Он отличался длительным развитием (по крайней мере с рифея до ордовика, более 800 млн. лет) и, начиная с венда, представлял собой комбинацию разновозрастных вулканических дуг и сопряженных бассейнов. Крупнейшие

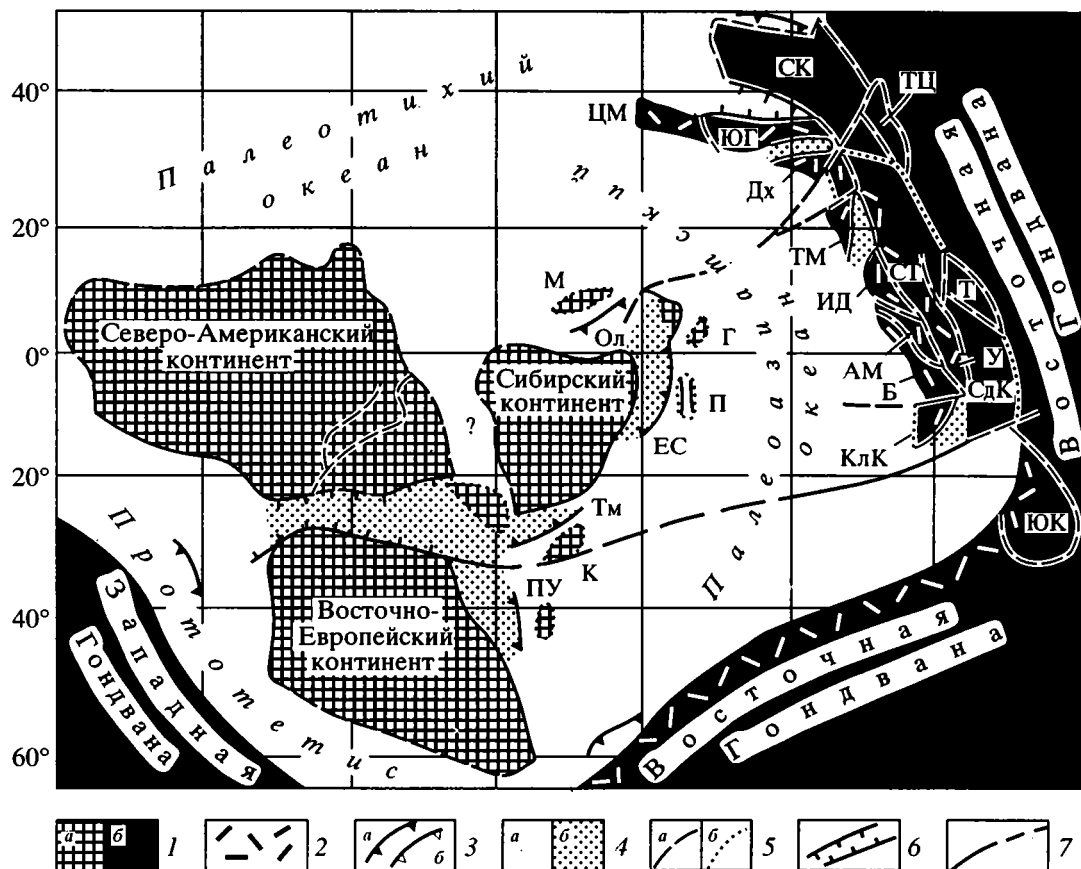


Рис. 2. Геодинамическая реконструкция для позднего рифея (по [7])

1 – рифейские континенты северного (а) и южного (б) рядов; 2 – Перигондванский вулканический пояс; 3 – островные вулканические дуги, активные (а), отмирающие (б); 4 – бассейны с океанической корой (а) и корой переходного типа (б); 5 – границы блоков с более молодыми комплексами (а), те же предполагаемые (б); 6 – рифтогенные прогибы; 7 – трансформные разломы, сдвиги. Буквенные обозначения на схеме: микроконтиненты (АМ – Актау-Моинтинский, Б – Бошекульский, Г – Гарганский, Дх – Дзабханский, ИД – Илийско-Джунгарский, К – Карский, КЛК – Кулундино-Кокчетавский, М – Муйский, П – Протеросаянский, СдК – Сырдарьинско-Каракумский, СК – Сино-Корейский, СТ – Северо-Тяньшаньский, Т – Таримский, ТМ – Тувино-Монгольский, ТЦ – Тибет-Цайдамский, У – Улутауский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, ЮК – Южно-Китайский); островные дуги (ЕС – Енисейско-Саянская, Ол – Олоkitская, ПУ – Полярно-Уральская, Тм – Таймырская).

из дуг: Енисейско-Саянская (R_{2-3}), Олоkitская в Северном Прибайкалье (R_3), Кузнецкая (E_1), Западно-Саянская ($E_1^2-E_2$), Восточно-Тувинская (E_1) в Алтае-Саянской области, Ханхухейская (E_{1-2}), Дариби-Хархиринская (E_{1-2}), Дагандельская (E_{1-2}) и др. в Монголии, Селетинская ($V?-C_1$), Бошекульская ($V?-O_3$), Чингизская (C_2-S_1), Степнякская (O_{2-3}) и др. в Казахстане. Стиль тектонического развития здесь был аккреционным (например, последовательное причленение аккреционных комплексов к Сибирской платформе).

Гранитно-метаморфический слой формировался в основном автохтонным способом, что нашло отражение в широком проявлении гранитоидов разных формационных типов – от плагиогранитов до калий-натровых батолитов пестрого состава, возраст которых коррелируется с возра-

стом соответствующих складчатых сооружений. Все это свидетельствует о поэтапном формировании континентальной коры автохтонным способом, хотя ремобилизация древнего сиалического основания микроконтинентов местами также играла существенную роль.

Линейные складчатые сооружения Южной Монголии, Джунгарии и Туркестано-Алая (варисциды), Внутренней Монголии (индосиниды) слагают южную часть пояса. Эти тянущиеся на тысячи километров, сжатые, с напряженной покровно-складчатой структурой зоны обычно имеют форму офиолитовых сутур, разделяющих более или менее крупные континентальные блоки. Считается, что сутуры возникли на месте новообразованных океанических бассейнов. Последние формировались в основном в результате рифтинга более древних аккреционных сооружений

мозаичного типа и континентальных масс Гондваны. Характерна импульсность этого процесса, начавшегося уже в ордовике (Туркестанский палеоокеан, бассейны Гобийского Алтая), но наиболее полно проявившегося на рубеже силура и девона (Южная Монголия, Джунгария) и в карбоне (Внутренняя Монголия, Северный Памир) [3, 30, 32, 34]. Тектоническое развитие перечисленных структур укладывается в нормальный цикл Уилсона. Отличительная черта таких циклов – их непродолжительность (30 - 80 млн. лет), что предполагает большую подвижность континентальных блоков. Исключение – Туркестанский палеоокеан, для которого характерно более “вялое” развитие (190 - 200 млн. лет). Рассматриваемые бассейны имели асимметричное строение. Активные их окраины лучше выражены на севере, пассивные – на юге. Деструктивный характер заложения, коллизионное закрытие с преимущественно аллохтонным механизмом наращивания континентов северного ряда, асимметричная геодинамика позволяют отнести перечисленные бассейны к структурам тетического ряда.

Палеоазиатский океан, Протетис и вендская деструкция Восточной Гондваны

Структурный рисунок Центрально-Азиатского пояса, как уже отмечалось, во многом определяется сочетанием мозаичных и линейных складчатых сооружений. До недавнего времени считалось, что последние являются сравнительно молодыми структурами. Их появление связывалось с девонским и каменноугольным рифтогенезом. Полученные в последние годы материалы позволили существенно уточнить эту схему. В частности, доказано широкое распространение процессов вендского рифтогенеза, сыгравшего важную роль в формировании раннепалеозойской структуры Центральной Азии. Палеомагнитные и структурно-геологические реконструкции показывают [7, 21], что в позднем рифее Палеоазиатский океан являлся частью Палеопацифики, достигал ширины 3 - 4 тыс. км и располагался к западу от Восточной Гондваны. Анализ разрезов таких массивов, как Дзабханский, Центральномонгольский, Южно-Гобийский, Илийский, Северо-Тяньшаньский, Сино-Корейский, Таримский и др., позволяет сделать вывод, что все они входили в состав единого континента Восточной Гондваны и лишь с венда структурно обособились в виде серии микроконтинентов.

Наиболее полно вопрос дезинтеграции Восточной Гондваны рассмотрен на примере Дзабханского и Южно-Гобийского микроконтинентов Монголии [31]. Для сравнения их рифейско-вендские разрезы представлены на рис. 3. В современной структуре Южно-Гобийский массив расположен в 300 км южнее Дзабханского и отделен от

последнего складчатыми сооружениями салаирид Озерной зоны, каледонид Гобийского Алтая, варисцид Южной Монголии. В обоих случаях в основании разреза вскрыт метаморфический комплекс дорифейского фундамента, перекрытый чехлом рифейских кварцитов и доломитов. Выше следует толща риолитовых туфов и эпикластов (850 - 750 млн. лет) дзабханской свиты, входящих в состав обширного позднерифейского вулканического пояса, который существовал вдоль палеоазиатской окраины Гондваны [44]. Собственно рифтогенный комплекс представлен хорошо выраженными дайковыми поясами, ассоциирующими с базальтами и резко изменчивыми в фациальном и мощностном отношении терригенными толщами. Их состав и строение, ассоциация с поясами даек, химизм базитов (внутриплитные субщелочные базальты) позволяют отнести

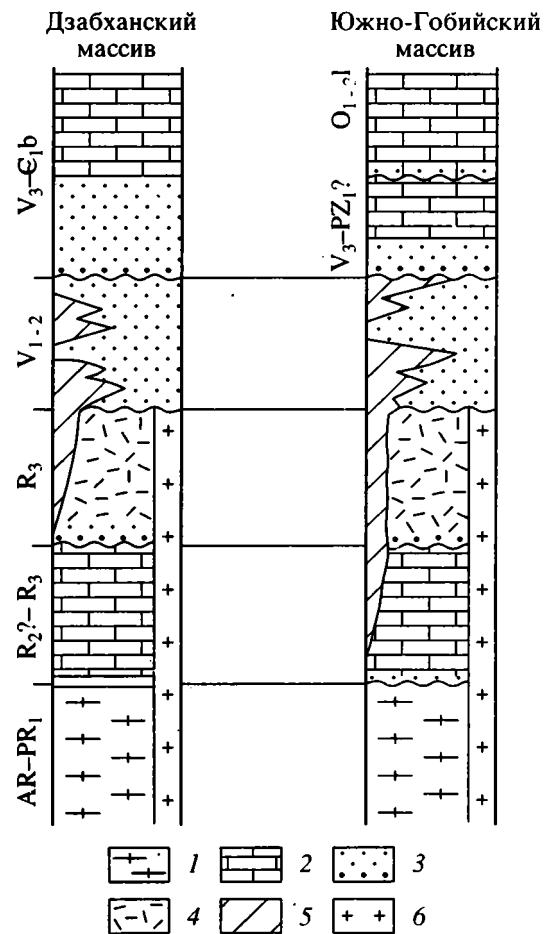


Рис. 3. Сопоставление разрезов Дзабханского и Южно-Гобийского массивов (микроконтинентов)
 1 – гнейсы, кристаллосланцы; 2 – доломиты и известняки, кварциты; 3 – песчаники, конгломераты; 4 – дайты, риолиты, их туфы; 5 – базальты, диабазы; 6 – гранитоиды.

указанные толщи к рифтогенным образованиям [5], отражающим начало распада континента.

В позднем венде (манькайское время) все перечисленные комплексы были трансгрессивно перекрыты чехлом преимущественно карбонатных отложений верхнего венда – нижнего кембрия, в формационном отношении представляющих собой образования пассивной континентальной окраины. В более широком смысле это период становления океанического бассейна (rift – drift transition), следы которого мы находим в появлении синхронной офиолитовой ассоциации. Развитие вендско-кембрийского бассейна, для которого предлагается название Хантайширский, укладывается в нормальный цикл Уилсона: рифтинг (рифей – венд), раскрытие океана и оформление пассивной континентальной окраины (поздний венд – томмот), начало его закрытия и появление активной окраины (томмот – аттадабан), коллизия, выразившаяся в обдукции палеоокеанических комплексов на край Дзобханского массива (ботом – средний кембрий). Продолжительность этого цикла около 100 - 120 млн. лет; из них не более 60 падает на время существования собственного палеоокеана.

Хантайширский океанический бассейн – лишь один из целого ряда подобных структур Центральной Азии. Достаточно упомянуть Неймонгольский (офиолитовая сутура Ондерсум), возможно, Шибанджи (Бейшань) прогибы. Все они возникли в конце венда – начале кембрия, а некоторые из них продолжали развиваться вплоть до ордовика (например, Неймонгольский). Для всех них характерно закрытие в связи с континентальной коллизией.

Процессы, вызвавшие вендскую деструкцию Восточной Гондваны, затронули и Палеоазиатский океан, обусловив перестройку его внутренней структуры. Это выразилось, во-первых, в формировании в его северо-западной присибирской части первой наиболее древней вендской периконтинентальной аккреционной системы (Восточный Саян, Прибайкалье и Восточное Забайкалье), а, во-вторых, – в преобразовании в сложную микроплитную систему его остальной части, в океанической коре которой в венде – начале раннего кембрия проявился мощный импульс спрединговых и субдукционных процессов. Именно с этим моментом было связано оформление таких венд-раннепалеозойских бассейнов, как Западно-Саянский (в широком понимании, охватывающий большую часть кузнецко-саянских салаирид и каледонид), Джидинский, Озерный и некоторые другие, которые характеризовались, как показывают палеомагнитные данные по венд-кембрийским офиолитам, разными ориентировками спрединговых зон. Одновременно или несколько позднее, в раннем – среднем кемб-

рии, на границах этих палеоокеанических бассейнов возникли отмеченные выше многочисленные островные вулканические дуги, что еще больше подчеркнуло микроплитное строение северо-западной части Палеоазиатского океана.

Таким образом, вендская структурная перестройка, охватившая как Восточную Гондвану так и Палеоазиатский океан, привела к образованию в Палеоазиатском океане двух разных по генезису микроплитных систем. Одна из них (северо-западная) выразилась в усложнении структуры реликтовой океанической коры, а другая (юго-восточная) – в деструкции древней континентальной коры прилежащего края Восточной Гондваны, отторжения от него микроконтинентов и заложения между ними новообразованных палеоокеанических бассейнов. Взаимодействие и взаимное проникновение этих разных микроплитных систем предопределило ход дальнейшей эволюции как Палеоазиатского океана, так и палеозойд Центральной Азии в целом.

Проблема становления венд-раннекембрийских деструктивных бассейнов Центральной Азии берет начало с распада Пангеи I в рифее и, в частности, с возникновении палеоокеанов Прототетис и Япетус. Общая схема этого процесса сводится к следующему. Рифейский импульс деструкции Пангеи обусловил раскрытие Прототетиса, разделившего Гондвану и Лавразию. Существование прототетических комплексов в Европе и Передней Азии достаточно обосновано [41]. Материалы, полученные в последние годы [9, 42, 51, 56], позволили выделить рифейские офиолиты в пределах Центральной Азии. В венде процесс получает дальнейшее развитие. Вендский импульс деструкции (600 - 570 млн. лет) обусловил раскрытие Япетуса и разделение Лаврентии и Балтии (Восточно-Европейский континент) [54, 59, 60], а в Центральной Азии, по-видимому, в связи с проградацией Прототетиса к северо-востоку – частичный распад Восточной Гондваны.

Следовательно, уже в рифее оформился деструктивный тип океанических бассейнов и, по существу, определилось разделение Земли на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты. В венде развитие этого процесса создало известное разнообразие подобного рода структур. Действительно, наряду с таким крупным бассейном, как Япетус, вполне сопоставимым по морфометрическим характеристикам с современной Атлантикой и циклом Уилсона около 500 млн. лет (океанические условия существовали здесь 200 - 220 млн. лет), возникла система относительно небольших структур с микроплитным строением и укороченным циклом Уилсона. По-видимому, именно в венде наметились две линии развития таких структур, атлантическая (аппалачско-уральская)

и тетичская, устойчиво существующие в течение всего фанерозоя.

Мозаичный структурный рисунок – интерференция структур тихоокеанского и индо-атлантического типов

В предыдущем разделе показано, что в рассматриваемом регионе Центральной Азии происходит смыкание тихоокеанских и прототетических структур. Имеющиеся материалы свидетельствуют о наложении деструктивных палеоокеанических бассейнов на рифейские и раннепалеозойские аккреционные системы, что предполагает первичность сформировавшегося здесь структурного рисунка. Этот тезис требует специального обоснования, так как именно он часто вызывает возражения, – некоторые исследователи связывают реально существующую мозаичность структуры азиатских палеозоид с молодыми сдвигами вдоль сетки орогенных и посторогенных разломов.

В этой связи остановимся на недавно опубликованной схеме развития палеозоид Центральной Азии [53], которая в крайней форме отражает такой подход. Вкратце он сводится к следующему. В венде в южном полушарии располагался континент Евразии, объединявший Балтию, Сибирь, складчатые сооружения доуралид и байкалид. Вдоль его восточного края протягивалась Протокипчакская субдуктивная зона, разделявшая Евразию и Туркестанский палеоокеан. Последний как единый гигантский бассейн существовал по крайней мере с венда до перми (минимум 350 млн. лет).

На фоне общего смещения Евразии к северу между Балтией на юге и Сибирью на севере в раннем палеозое возник Ханты-Мансийский океанический бассейн (краевое море), отделенный от Туркестанского Кипчакской островной дугой. Указанный бассейн просуществовал до намюра. До этого же времени вдоль его внешней (восточной) периферии располагалась субдуктивная зона, где формировались салаирский, каледонский и варисский аккреционные комплексы. С силура Сибирь и Балтия сближаются, соответственно начинается закрываться Ханты-Мансийский задуговой бассейн, что сопровождается деформацией Кипчакской субдуктивной зоны. Наряду со сложным изгибом в плане она рассекается диагональными левосторонними сдвигами, по которым отдельные ее сегменты совмещаются, образуя на площади многократное чередование разновозрастных аккреционных комплексов. Вся эта система к среднему карбону оказалась зажатой между Балтией и Сибирью и в дальнейшем вследствие вращения последних испытала дополнительный изгиб. Главными элементами такой схемы являются признание существующего по крайней мере с венда единого Туркестанского палеоокеана, единой синхронной субдуктивной зоны, наложен-

ного характера деформаций, обусловивших мозаичность всей конструкции.

В рамках журнальной статьи мы не имеем возможности дать развернутый критический анализ указанной модели, отметим лишь некоторые положения, на наш взгляд, противоречащие ей.

1. В центральноазиатской части Евразии в венде – раннем кембрии не было четкого противопоставления единый континент–единый океан. Как было показано ранее, между Сибирским континентом и Прототетисом (Туркестанским палеоокеаном) располагалась как бы “переходная” зона – система микроконтинентов и океанических бассейнов (Баянхонгорский, Хантайширский, Озерный, Западно-Саянский, Неймонгольский и др.). Существование изолированных сиалических блоков обосновано соответствующими сериями пассивных окраин, места которым в модели А. Шенгера и др. вообще не предусмотрено. Важно отметить, что перечисленные океанические бассейны различались особенностями своего развития. Так, например, Хантайширский бассейн возник в позднем венде, закрылся в середине раннего кембрия. Озерный существовал уже в рифее, аккреция его краевых частей происходила в середине кембрия, внутренних (Алтай) – в ордовике [6]. Неймонгольский и Шибаджи (Бейшань) бассейны образовались не позднее начала кембрия, коллизия здесь имеет силурийский возраст [56, 62]. В принципе сходная картина наблюдается в среднем и позднем палеозое, когда формируются рифтогенные прогибы ордовикского, раннедевонского и каменноугольного заложения, с хорошо выраженными у каждого пассивными континентальными окраинами, со своими характерными формационными рядами. Ни одна из подобных структур на геодинамических схемах А. Шенгера и его соавторов не обозначена.

2. В полной мере сказанное относится и к аккреционным (островодужным) сооружениям. Не было единой Кипчакской островной дуги. Островодужный процесс в Центральной Азии начался в рифее. С тех пор здесь по периферии разобщенных океанических бассейнов возникали самые разнообразные дуги: энсиматические и энсиалические, парные и одиночные, разной полярности, ориентировки и продолжительности развития. Их выстраивание по ранжиру вдоль единой субдукционной зоны крайне затруднительно.

3. Имеющиеся сейчас палеомагнитные данные показывают, что в момент становления сопряженные структурные элементы азиатских палеозоид часто имеют различную ориентировку, что также делает невозможным конструирование единых линейных зон.

Палеомагнитные данные по центральноазиатским палеозоидам проанализированы в специальной работе [7], показавшей, что для различных

возрастных уровней здесь существовал весьма сложный, постоянно меняющийся структурный рисунок. Уже в позднем венде – раннем кембрии намечается система располагавшихся в экваториальной области палеоокеанических бассейнов, сформировавшихся в результате распада Восточной Гондваны (рис. 4). Обращает на себя внимание их различная ориентировка: северо-восточная, северо-западная, субширотная, субмеридиональная. Отмеченные бассейны расчленяют окраину Восточной Гондваны на цепочки микроконтинентов. Некоторые бассейны (Хантайширский, Каратау-Байконурский) открывались к юго-западу, по-видимому, смыкаясь с Прототетисом, другие (Баянхонгорский, Джидинский) – к северу и северо-востоку, являясь структурами Палеопацифики. Наблюдается как бы наложение тех и других, создающих ортогональную систему структурных направлений. На наш взгляд, интерференция структур тихоокеанского и индотетического типа определяет мозаичный структурный рисунок региона. В том или ином виде он

просуществовал до ордовика включительно, будучи зафиксирован в салаирских и каледонских складчатых сооружениях Центральной Азии. Начиная с конца ордовика, последние представляли собой относительно консолидированные массивы. Наложенные варисские деформации лишь несколько усложнили их общую структуру.

Демаркационные разломы (дискордансы)

Во многом структурный план Центрально-Азиатского пояса (особенно его южной вариско-индосинийской части) определяется системой поперечных секущих разломов. Некоторые из них являются трансзональными, сквозными. В этом случае они пересекают разновозрастные складчатые сооружения, смещая отдельные их сегменты. Крупнейшими подобного рода нарушениями являются Памиро-Каракорумский, Кунылуьский, Таласо-Ферганский, Джунгарский, Алтае-Гобийский и др. Почти все они имеют северо-западное простирание и представляют собой геоморфологически четко

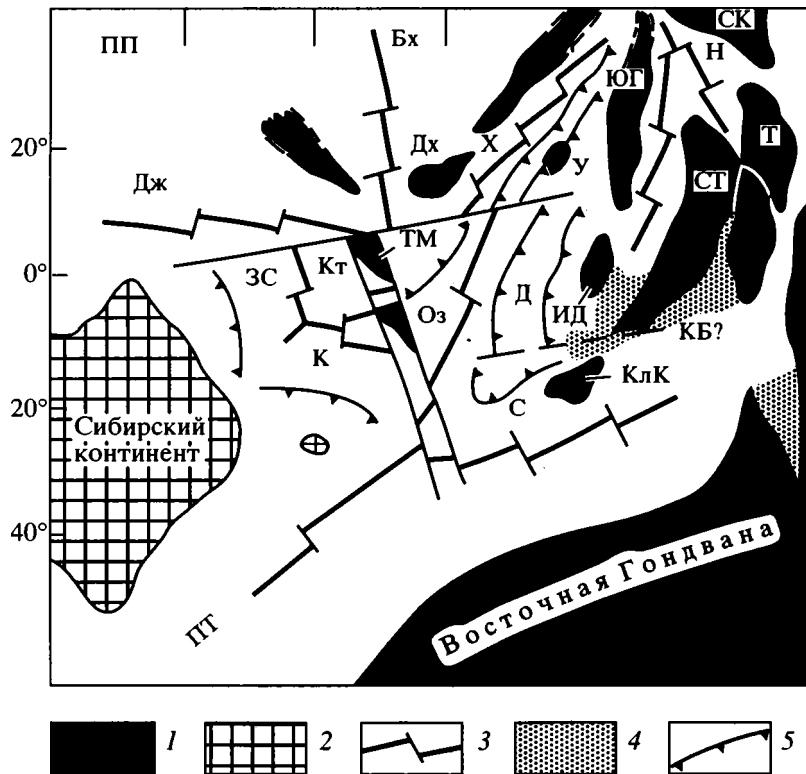


Рис. 4. Геодинамическая реконструкция для позднего венда – раннего кембрия

1, 2 – континенты и микроконтиненты: 1 – гондванского и 2 – сибирского рядов; 3 – предполагаемые зоны спрединга; 4 – бассейны с корой переходного типа; 5 – островные дуги.

Буквенные обозначения на схеме: микроконтиненты (Дх – Дзабханский, ИД – Илийско-Джунгарский, КЛК – Кулундинско-Каракумский, СК – Сино-Корейский, СТ – Северо-Тяньшаньский, Т – Таримский, ТМ – Тувинно-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский); палеоокеанические бассейны (Бх – Баянхонгорский, Дж – Джидинский, КБ – Каратау-Байконурский, Кт – Куртушубинский, Н – Неймонгольский, Оз – Озерный, ПП – Палеопацифика, ПТ – Прототетис, Х – Хантайширский); островные дуги (Д – Дариби-Хархиринская, ЗС – Западно-Саянская, К – Курайская, С – Селетинская, У – Уланшандинская).

выраженные швы; присутствуют как единые разломы, так и целые рои параллельных или кулисных разрывов. Традиционно считается [29, 38, 57], что они представляют собой посторогенные неоднократно обновлявшиеся сдвиги. Действительно, наложенные сдвиговые смещения (в том числе и сейсмоактивные) здесь реально существуют, нарушая продольную линейность складчатой структуры многих тектонических зон, например, Тянь-Шаня. Вместе с тем проведенные в последние годы исследования показали, что по крайней мере некоторые из рассматриваемых разломов имеют более сложную природу; проявляясь в доскладчатые эпохи, они существенно влияли на сегментацию крупных тектонических структур.

В общем виде проблема поперечных разломов недавно поставлена Ю.М. Пушаровским [27], показавшим, что среди огромного числа поперечных разрывных нарушений современных океанов выделяются несколько, имеющих особое значение, поскольку они разделяют отличающиеся по строению, истории развития и геодинамике океанические области. Для обозначения таких нарушений предложено название **демаркационных**. (В зарубежной литературе иногда используется термин **дискорданс**.) Высказано предположение, что наиболее крупные нарушения могут "просвечивать" в складчатых поясах.

По-видимому, перечисленные выше разломы Центральной Азии относятся к классу демаркационных, определявших внутреннюю сегментацию Палеотетиса и продолживших существование в переходную и континентальную стадии развития структуры. Так, например, Куньлунский разлом разделяет поздние варисциды Северного Памира и Западного Куньлуна и находящиеся на их простирании варисциды Центрального Куньлуна. Джунгарский разлом служит западным ограничением Джунгарской складчатой системы, а Алтае-Гобийский – делит основную варисскую складчатую систему Центральной Азии на две части. На последнем примере остановимся несколько подробнее.

Варисциды Джунгаро-Южно-Монгольско-Хинганской складчатой системы (см. рис. 1) прослеживаются примерно на расстояние в 3000 км. Эта узкая расположенная между Южно-Гобийским докембрийским массивом на юге и аккреционными комплексами салаирид и каледонид Казахстана, Алтая и Центральной Монголии на севере структура рассечена примерно пополам Алтае-Гобийским разломом на западный – Джунгарский и восточный – Южно-Монгольский сегменты. И тот, и другой сформировались в среднем карбоне на месте возникших в раннем девоне океанических бассейнов. Иными словами, оба имели общую раму, развивались по общему сценарию,

являясь в широком смысле единой структурой. Однако их внутреннее строение различно.

На рис. 5 представлена палинспастическая схема, показывающая, что внутренняя структура Джунгарского и Южно-Монгольского сегментов существенно различаются. В первую очередь это связано с появлением в джунгарской части Северо-Барунхурайского вулканического пояса, по-видимому, образовавшегося на каледонском складчатом основании. К северу от вулканического пояса располагался Обь-Зайсанский океанический бассейн, ограниченный с северо-востока краевым вулканическим поясом Рудного Алтая. Следует сказать, что перечисленные тектонические зоны не находят продолжения к востоку от Алтае-Гобийского разлома. Все это позволяет предположить, что рассматриваемое нарушение представляет собой разлом, который контролировал тектоническую сегментацию варисцид Центральной Азии, по крайней мере, на аккреционной (переходной) стадии их развития и по которому в девоне происходило тройное сочленение палеоокеанических структур: Обь-Зайсанской, Джунгарской и Южно-Монгольской [35]. Лишь позднее в процессе континентальной коллизии от трансформировался в крупный правосторонний сдвиг.

Рассматриваемый тип разломов достаточно широко представлен и в мозаичных складчатых сооружениях. Такие нарушения, как Ханхухэйский разлом (разлом 1905 года), также являются дискордантными нарушениями, во многом определяющими доорогенный структурный план региона. Как было показано в предыдущих разделах, сложная сетка разломов сформировалась здесь уже в венде, а в раннем кембрии она определяла торцовые сочленения тектонических зон, отличавшихся своими геодинамическими режимами. Большинство указанных разломов на океанической стадии, видимо, относились к классу трансформных, а наиболее крупные из них, определявшие сегментацию региональной структуры, мы рассматриваем как демаркационные. Последние имели сквозное развитие. Конечно, их существование на океанической стадии обосновано косвенно. Однако в переходную (островодужную) стадию они играли исключительно важную роль в распределении структурно-формационных комплексов.

Спрединг, офиолитовые ассоциации

Как уже отмечалось, офиолиты широко распространены в пределах Центрально-Азиатского пояса, образуя серию более или менее протяженных сутур, подчеркивающих мозаичность структурного рисунка рифейско-каледонских аккреционных и линейность варисско-индосинийских коллизионных сооружений. К рифейским здесь

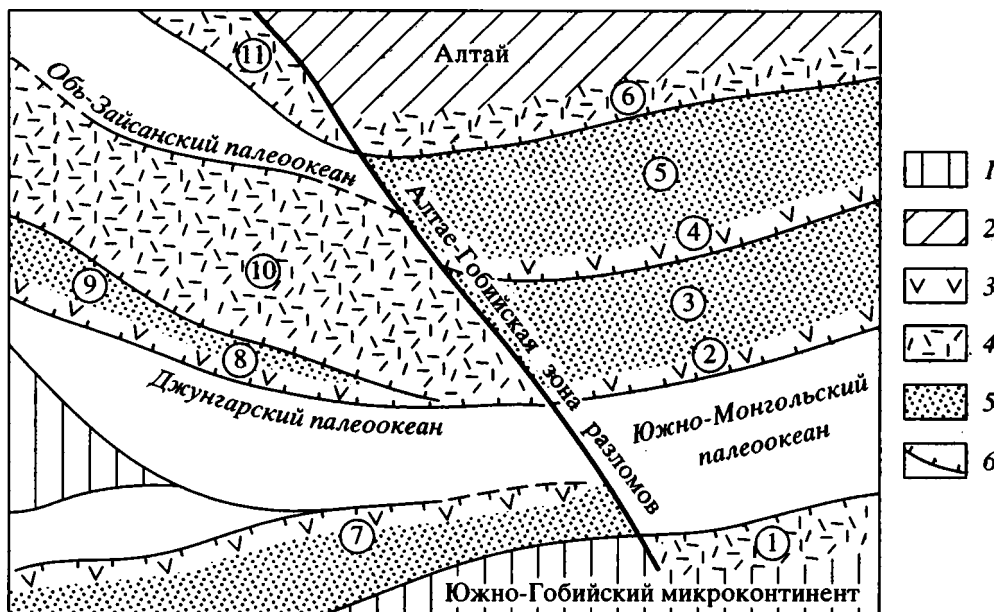


Рис. 5. Схема палинпастических реконструкций Джунгаро-Южно-Монгольской складчатой системы (ранний – средний девон, ширина тектонических зон дана вне масштаба)

1 – микроконтиненты гондванского ряда; 2 – аккреционный комплекс алтайских каледонид; 3 – островные дуги; 4 – вулканические пояса; 5 – задуговые и междууговые бассейны; 6 – зоны субдукции. Цифры в кружках на схеме: 1 – Тумуртинский вулканический пояс, 2 – Хаирханская островная дуга, 3 – Гурвансайханский бассейн, 4 – Эдренгинская островная дуга, 5 – Хуванхаринский задуговой бассейн, 6 – Джинсетский вулканический пояс, 7 – Северо-Тяньшаньская островная дуга, 8 – Байтакская островная дуга, 9 – Алмантайский задуговой бассейн, 10 – Северо-Барузахурайский вулканический пояс, 11 – Рудный Алтай.

относятся Енисейский, Восточно-Саянский офиолитовые пояса, а также некоторые офиолитовые массивы Озерной зоны [42], к салаирским – Курайский (Горный Алтай), Хемчикско-Куртушибинский и др. (Западный Саян), Баянхонгорский, Джидинский (Западная Монголия), Ондерсум-Вандермяо (Северный Китай), к каледонским – Бошекульский, Джалаир-Найманский, Чингизские, Тектурмасский и др. (Центральный Казахстан), Баян-Гобийский и Баян-Цаганский (Гобийский Алтай). Возраст базальтов первых в основном вендский, вторых – поздневендский – раннекембрийский, третьих – среднекембрийский – ордовикский. Радиологические данные по кумулятивным комплексам и изотропным габброидам в целом подтверждают омоложение офиолитов по направлению к каледонским зонам [21].

В коллизионных сооружениях офиолиты широко представлены в варисцидах Южной Монголии (хребты Гурвансайхан и Дзолен), Восточной Джунгарии (сутуры Алмантай-Джахеба и Карамалли), Западной Джунгарии (офиолиты Дарбут), Внутренней Монголии (офиолиты Хегешань), китайского Северного Тянь-Шаня, Северного Китая (офиолиты Иншар-Тумен) и др. В поздних варисцидах и индосинидах это офиолиты Северного Памира и Внутренней Монголии. Возраст вулканитов варисских офиолитов девонский, позднева-

рисских – раннекаменноугольный, индосинийских – среднекаменноугольный – раннепермский.

Очевидно, удревание офиолитов в сторону Сибирской платформы отражает последовательное разрастание океанического дна крупного длительно живущего бассейна, осевая часть которого (Восточный Казахстан) сохранились как зона устойчивого спрединга до силура, а, возможно, и девона. В этом смысле Обь-Зайсанский палеоокеан вполне может рассматриваться как сохранившийся от венд-раннепалеозойского бассейна. Остаточные прогибы (Хангай-Хентейский, Прибалхашский), возможно, являются структурами того же ряда. Они характеризовались субокеанической корой и длительным устойчивым прогибанием в девоне и карбоне.

В отличие от палеоазиатских структуры тетического ряда (включая поздневендские бассейны хантайширского типа) имеют крайне узкий временной интервал образования. В принципе можно говорить об одноактном их формировании. Период чистого раскрытия (до появления первых субдуктивных структур) для Хантайширского бассейна составляет 15 - 20 млн. лет, Южно-Монгольского – 12 - 15, Внутреннемонгольского – 20 - 23, Калайхумбского (Дарвазского) – 10 млн. лет. Последовательное постепенное разрастание океанического дна в течение примерно 800 млн. лет

в Палеоазиатском океане и импульсное – в системе малых непродолжительно живущих бассейнов есть главное различие между тихоокеанским и тетическим типами структур.

Кратко остановимся на характеристике основных типов офиолитовых разрезов Центральной Азии. Их описание дано в ряде работ [8, 10, 21, 23, 31], где показано, что в первом приближении среди офиолитовых ассоциаций выделяются две основные группы. Одна отличается достаточно полным разрезом и чаще встречается в мозаичных сооружениях, другая – усеченным, с выпадением одного или нескольких элементов. Особенно часто во втором случае в разрезе офиолитовой ассоциации отсутствуют породы кумулятивного комплекса и габброидов. В этом случае базальтиды океанического чехла залегают непосредственно на ультрабазитах или отделены от последних горизонтом кремнистых отложений [1, 16, 30]. Подобного рода соотношения определяют строение офиолитов некоторых коллизионных сооружений: Гобийского Алтая, Южной Монголии, Восточной и Западной Джунгарии, Северного Памира, местами Туркестано-Алая, т.е. оно представляет собой регионально выраженное явление, наиболее характерное для варисских деструктивных прогибов тетического ряда. Судя по материалам сводки [61], такие разрезы встречаются и в некоторых других варисских сутурах (например, Западный Куньлунь, Алтынтаг и др.). Вместе с тем для молодых сутур этого типа (киммерийских и альпийских) описаны достаточно полные (стандартные) разрезы офиолитов.

Существует различная интерпретация указанных соотношений отдельных элементов офиолитовой ассоциации: сухой спрединг, тектоническая расслоенность литосферы. Мы отдаем предпочтение последней, хотя понимаем, что это явление требует дальнейшего тщательного изучения. В региональном плане (применительно к Центрально-Азиатскому поясу) разделение на два указанных типа офиолитовых разрезов очевидно. Предположительно мы считаем, что полные офиолитовые разрезы формируются при деструкции докембрийских массивов, усеченные – при наложении этого процесса на салаирско-каледонские аккреционные зоны. Суть такой зависимости пока не ясна.

Островодужные системы; аккреционная тектоника

Островодужные (субдуктивные комплексы) широко распространены как в мозаичных, так и линейных складчатых сооружениях. Считается, что они формировались в переходную стадию развития таких сооружений – стадию становления гранитно-метаморфического слоя в пределах активных континентальных окраин [37]. Для пе-

реходной стадии мозаичных областей предлагается выделять два этапа: ранний (**островодужный**) – период становления и развития островных дуг и междуговых прогибов и поздний (**аккреционный**) – период структурного сгущивания островодужных комплексов и существования остаточных бассейнов с мощным терригенным заполнением (Западно-Саянский, Хангай-Хентейский, Прибалхашский). Для линейных сооружений в принципе характерна та же этапность. Однако наложение процессов континентальной коллизии значительно усложняет картину. Сближение и воздымание ограничивающих бассейны континентальных масс приводит к появлению сужающейся, со сложным аккреционным основанием ванны, которая заполняется граувакковой массой. Формируется трансзональный чехол, соответствующий **раннему этапу** континентальной коллизии. В тектоническом смысле это надаккреционный неавтохтон, отражающий касание противоположной континентальной окраины с аккреционной призмой и исчезновение океанического бассейна. Подобного рода чехлы характерны для коллизионных структур как атлантического (зилаирские граувакки Урала, граувакковые и полимиктовые серии формации Сенсом, Голдсон, Девидсвилл Ньюфаундленда, Баллантрей в Великобритании), так и тетического ряда (нижнекембрийская норанская серия Хантайшира, верхнедевонские – нижнекаменноугольные флишювы Южной Монголии и Джунгарии). На **позднем этапе** континентальной коллизии происходит окончательное закрытие бассейна, сопровождающееся становлением покровно-складчатых и сдвиговых структур.

В пределах Центральной Азии выделяются субдуктивные системы трех типов: краевые вулканические пояса, островные дуги, надсубдукционные (*suprasubduction*) зоны. Первые рассмотрены в специальной работе одного из авторов [18]. Поэтому вкратце отметим, что они объединяют комплексы дифференцированных магматических пород, формирующиеся на континентальных окраинах, и обычно рассматриваются как структуры андийского типа. Различаются пояса, тянущиеся на сотни и даже тысячи километров (Перигондванский рифейский, среднепалеозойский Центральноказахстанский, позднепалеозойский Евразийский). По размерам, разнообразию магматических комплексов и структурным их проявлениям они сопоставимы с мезо-кайнозойскими поясами Анд и Восточно-Азиатско-Австралийским [46], что предполагает их связь с очень крупными океаническими бассейнами. Наряду с указанными поясами, широко распространены относительно небольшие структуры, по типу разреза мало чем отличающиеся от энсиалических островных дуг (Джинсетская и Тумуртинская в Южной Монголии, Северо-Барунхурайская в Джунгарии,

Рудный Алтай, Восточно-Тувинская, Степнякская в Казахстане). В основном это более или менее дифференцированные известково-щелочные, чаще антидромные серии с преобладанием умеренно кислых и средних вулканитов. Гетерогенность (мощности варьируют от 1 до 7 км), различная степень дифференциации, прерывистость таких зон указывают на сложную внутреннюю структуру (микроплитность) сопряженных океанических бассейнов или их малые размеры.

Энсиматические островные дуги обычно характеризуются гомодромными магматическими рядами: разрезы здесь начинаются толеитовой базальт-андезито-базальтовой формацией и заканчиваются известково-щелочной андезитобазальт-андезит-дацит-риолитовой (Кузнецкая, Западно-Саянская, Салаирская, Уланшандинская, Калайхумбская и др.). По составу и строению вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ (широкое развитие разнообразных эпикластов), структурной позиции, тектонической и петрохимической зональности указанные комплексы сопоставимы с современными островодужными системами.

Несколько подробнее остановимся на надсубдукционных зонах. Офиолиты этих зон сейчас выделяются во многих регионах [50]. Для них характерно сочетание в единой зоне или даже в едином разрезе вулканитов различных петрохимических серий. Описываются разрезы, в которых сосуществуют островодужные толеиты, слабо дифференцированные известково-щелочные базальтоиды, бониниты, внутриплитные базальты и базальты СОХ [47]. Для вулканитов надсубдукционных зон характерны резкие Ta и Nb минимумы, разнообразные концентрации Ti и P3Э, разброс значений ε Nd и стронциевых отношений. Островодужные толеиты и бониниты в целом преобладают в нижних, толеиты СОХ – в верхних частях разреза. Тектоно-петрологические модели предполагают три стадии развития таких серий [48, 55].

1. Становление примитивной островной дуги (островодужные толеиты, андезитобазальты, формирующиеся в результате частичного плавления умеренно деплетированной субдуцирующей литосферы). 2. В связи с поднятием мантийного диапира увеличение плавления уже относительно истощенной мантии. В результате формируются бониниты. Если процесс идет дальше, возникает достаточно сложный набор магм, имеющих различные источники: предельно деплетированный и умеренно деплетированный мантийные, коровый (обогащение LP3Э, отрицательный εNd). 3. Внутридуговой и задуговой спрединг (толеиты СОХ). Их появление связано с плавлением вещества самого диапира; влияние

субдуцирующей литосферы незначительно или вообще отсутствует.

Осадочно-вулканогенные серии надсубдукционных зон также отличаются большой контрастностью. Наряду с глинисто-кремнистыми осадками здесь представлены эпикласты, свидетельствующие о сложном рельефе, и известняки (в том числе биогермные), указывающие на относительно мелководье.

Надсубдукционные офиолиты, по-видимому, достаточно широко представлены в различных зонах Центрально-Азиатского пояса (Алтай, Саяны, Монголия) [36]. В качестве примера рассмотрим офиолиты хребта Хантайшир, которые, несмотря на сравнительно слабую геохимическую изученность, по многим геологическим параметрам сопоставимы с таковыми, например, Апшалацско-Каледонского пояса. Совмещение в пределах Хантайширской офиолитовой зоны раннекембрийских слабо дифференцированных низкотитанистых андезитобазальтов, бонинитов и толеитов, сочетание кремнистых осадков, грубых эпикластов и археоциатовых известняков – все говорит в пользу такого вывода. Существующие модели предлагают различные объяснения формирования этих серий – от межплитных сдвигов [12] до нормального островодужного процесса [14]. Хантайширские офиолиты построены сложно. Они включают комплексы, отличающиеся составом, мощностью (степенью разгрузки камер), соотношением отдельных элементов разреза, представительностью дайковых серий (рис. 6). Все это указывает на многокамерность системы и сложную геодинамику ее формирования.

Хантайширские офиолиты образовались в пределах относительного поднятия, по ряду признаков сопоставимого с примитивной островной дугой. Его развитие определялись совмещением, по существу, противоположных процессов: погружения океанской литосферы и поднятием мантийного диапира. Первый обусловил становление примитивной островной дуги (первая генерация офиолитов), второй – наложенных зон интрадугового спрединга (вторая генерация офиолитов). Парагенетическая связь обоих процессов несомненна; она лежит в основе рассмотренной выше модели. Однако суть этого явления не ясна. Не претендуя на исключительность объяснения, мы полагаем, что формирование второй генерации офиолитов обусловлено структурным совмещением примитивной энсиматической дуги со спрединговой зоной. В результате островодужный процесс был прерван, а дальнейшее развитие Хантайширской надсубдукционной зоны шло согласно ранее рассмотренной схеме. Для сравнения отметим, что в целом синхронное Хантайширскому и входящее в одну систему с ним, но располагавшееся ближе к континенту Уланшандинское

островодужное поднятие характеризуется полным рядом последовательно дифференцированных вулканитов (от базальтов внизу до дацитов и риодацитов вверх) мощностью не менее 6 км.

Пространственное совмещение структур с разными геодинамическими режимами широко распространено в Центрально-Азиатском поясе. Применительно к аккреционному этапу оно описано на примере монгольской части Палеотетиса II [15]. Прохождение Евразийского краевого пояса над зоной спрединга маркируется здесь последовательно омолаживающимися рифтами, бимодальный магматизм которых накладывается на известково-щелочные надсубдукционные серии. Указанные соотношения, достаточно жестко обоснованные фактически, могут служить моделью структурного совмещения разных геодинамических режимов в связи с процессом тектонического расслоения литосферы. Применительно к Хантайширу последняя позволяет объяснить наложение процессов спрединга, прерывающих развитие островной дуги.

Заканчивая характеристику островодужных структур Центрально-Азиатского пояса, кратко остановимся на вопросе их пространственно-временного распределения. Здесь выделяются шесть групп разновозрастных субдуктивных зон (рис. 7). Первая включает многочисленные дуги салаирской аккреционной системы (Саяны, Тува, Северная и Центральная Монголия, Забайкалье). Все они возникли на рубеже венда и кембрия и отмирают к среднему кембрию (10 - 25 млн. лет). Салаирская система максимально насыщена микроконтинентами (см. рис. 1), что, по-видимому, приводило к заклиниванию субдуктивных зон и их быстрому отмиранию. Вторая группа (Алтай, Восточный Казахстан), в целом сходная с первой по времени заложения, развивалась до ордовика и даже раннего силура (Чингизская). Салаирские по времени заложения и каледонские по времени аккреции они характеризуются максимальной продолжительностью жизни (100 - 140 млн. лет) и приурочены к внутренней лишённой микроконтинентов акватории океана. Третья группа – собственно каледонские структуры, которые возникли в ордовике и просуществовали до силура (25 - 40 млн. лет). Это островодужные зоны Центрального Казахстана и Северного Китая. И те, и другие также образовались в области высокого насыщения микроконтинентами, что предопределило их относительно короткий век.

Четвертая группа островных дуг сформировалась в пределах Джунгаро-Южно-Монгольского и Обь-Зайсанского океанов. Это система варисских структур, образовавшихся в основном в середине раннего девона и закончивших развитие либо в фамене, либо раннем турне (15 - 35 млн. лет). Относительно короткий период их жизни определя-

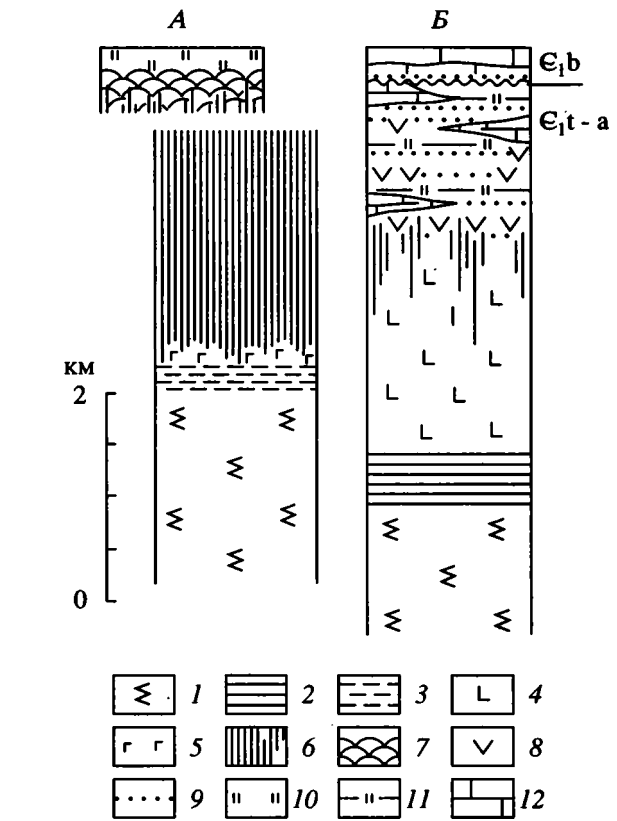


Рис. 6. Типы разрезов Хантайширского офиолитового комплекса (А – массив Нарийн-Овгор и верховья р. Урт-Худжиртын-Гол, Б – район перевала Хамар-Даба и среднее течение р. Дунд-Худжиртын-Гол)
 1 – ультраосновные тектониты; 2, 3 – полосчатый комплекс: 2 – дуниты, верлиты, вебстериты, 3 – верлиты, клинопироксениты, габбро; 4, 5 – изотропное габбро: 4 – габбро-нориты, 5 – габбро; 6 – дайковый комплекс; 7 – толеиты; 8 – островодужные толеиты, андезито-базальты, бониниты; 9 – эпикласты; 10 – кремни; 11 – глинисто-кремнистые сланцы; 12 – известняки, доломиты.

ется коллизией Южно-Гобийского, Илийского и Джунгарского микроконтинентов с каледонским аккреционным сооружением и сравнительно небольшими размерами палеоокеанических бассейнов.

Пятая и шестая группы относятся к поздним варисцидам и индосинидам, сформировавшимся в пределах Палеотетиса II. Поздневарисские дуги (Калайхумбская на Северном Памире, Южно-Гиссарская, Манас в Северном Тянь-Шане Синьцзяна) располагались в западной суженной части бассейна. Это наиболее короткоживущие структуры (10 - 15 млн. лет, S_1v-n), закрытие которых происходило в связи с коллизией Таримского и Баршидского микроконтинентов. Наоборот, индосинийские структуры Внутренней Монголии (C_2-P_2 , возможно, начало T) развивались сравнительно долго (55 - 65 млн. лет), что, очевидно, связано с

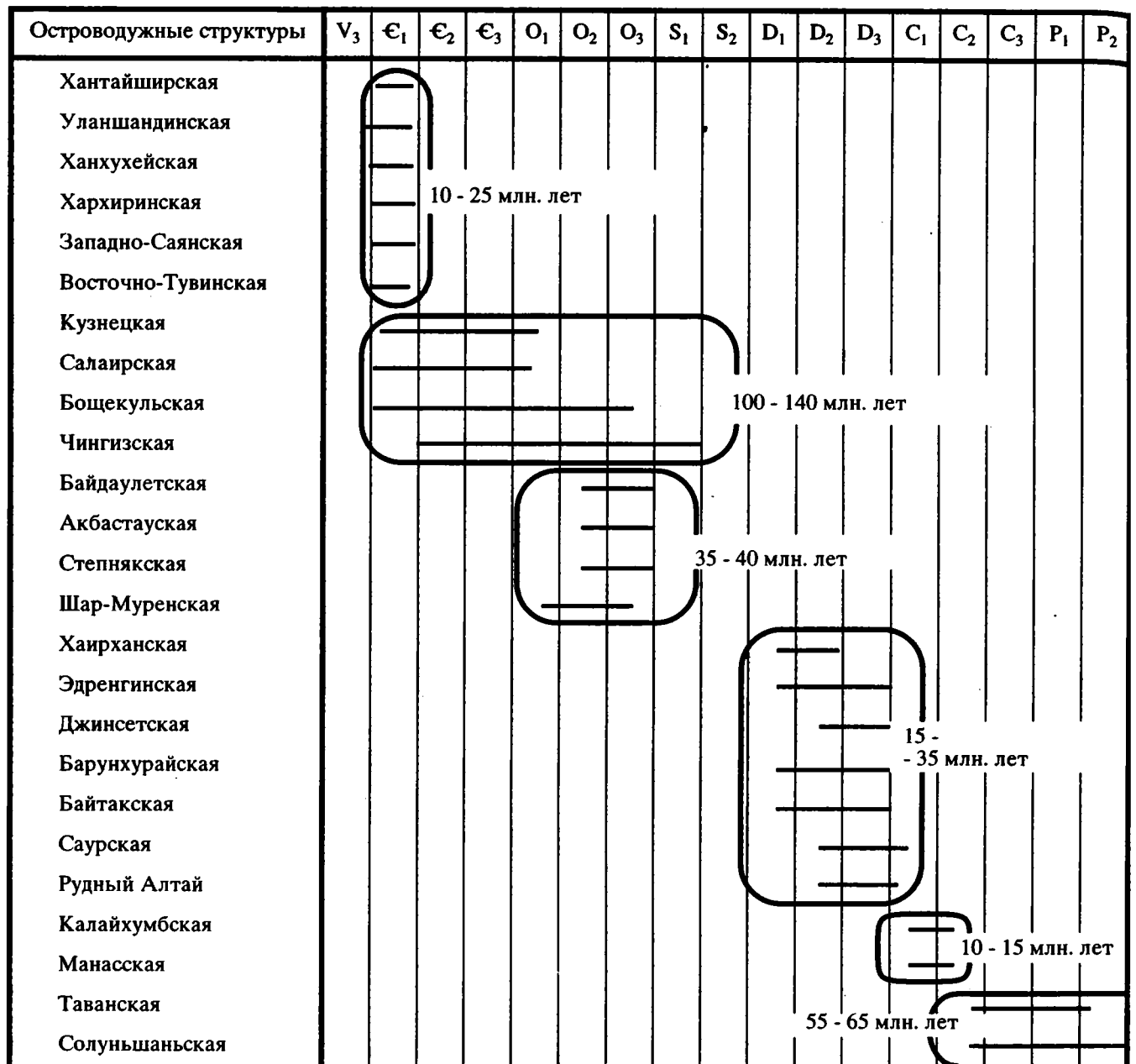


Рис. 7. Схема пространственно-временных соотношений субдуктивных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса.

расширением Палеотетиса к востоку, в сторону Палеоокеана.

Таким образом, намечается зависимость продолжительности развития островодужных структур от размеров океанских бассейнов, числа и мобильности насыщающих их микроконтинентов, заклинивающих субдуктивные зоны, прерывающих их развитие и способствующих образованию аккреционных систем. Начиная со среднего кембрия, происходит постепенное наращивание Сибирского континента за счет последовательного формирования по его периферии сначала салаир-

ских, затем каледонских аккреционных сооружений, включающих островодужные, бассейновые и микроконтинентальные комплексы. Деструктивно-коллизийные сооружения тетического ряда (варисциды, индосиниды) продолжили этот процесс, проходивший, однако, по несколько иному сценарию. Разрушение Гондваны и Катазии в среднем и позднем палеозое получило максимальное развитие и нашло выражение в становлении серии относительно непродолжительно живущих океанских бассейнов, закрытие которых приводило к появлению системы разновозрастных

структур. Резко возросла роль таких гигантских аллохтонных массивов, как Южно-Гобийский, Северо-Тяньшаньский, Сино-Корейский, Таримский, причленение которых к Сибири и Казахстану, а с карбона к Евразии значительно ускорило процесс разрастания последних.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предыдущих разделах мы попытались показать особенности тектонического развития Центрально-Азиатского пояса как области сочленения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Специфика тектонического строения региона определяется тремя факторами: 1) взаимодействием литосферных процессов указанных двух сегментов, 2) большой подвижностью микроконтинентов, влияющих как на аккрецию, так и на коллизию, 3) латеральным изменением структуры, выражающимся в смене по простиранию зон разновозрастной стабилизации (например, салаирид Хантайшира каледонидами Алтая).

В развитии Центральной Азии сосуществуют две тенденции: тихоокеанская и индо-атлантическая. Именно их сочетание определяет ее крайне сложную геодинамику в палеозое. Намечается следующая этапность развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1. Рифей – время существования единого обширного Палеоазиатского океана – залива Палеопацфики и становления Прототетиса как основной структуры Индо-Атлантического сегмента. Возможно, что Прототетис, отделивший Балтию от Гондваны, простирался и вдоль восточной части последней, хотя распространение прототетических комплексов между Восточной Гондваной и Сибирью требует более тщательного обоснования.

2. Венд – ранний кембрий – мощный деструктивный импульс, проградация тетических структур в пределы Восточной Гондваны и Палеоазиатского океана, оформление мозаичного структурного рисунка, отразившего интерференцию тихоокеанской и индо-атлантической тенденций в развитии Центральной Азии.

3. Кембрий – ордовик – период сосуществования этих двух тенденций при преобладании первой из них. Формирование аккреционных систем по периферии обширного океана является ведущим процессом. Намечаются как бы два массива таких структур: вокруг Сибирского континента (рифейды, салаириды, каледониды) и центрально-казахстанский (каледониды). Крупный, по-видимому, остаточный варисский бассейн (Обь-Зайсанская зона) просуществовал здесь до карбона. Другие остаточные бассейны (Прибалхашский, Хангай-Хентейский) также развивались до среднего палеозоя включительно.

4. Поздний ордовик – триас. Набирает силу индо-атлантическая тенденция развития Центральной Азии. Аккреционные комплексы палеозоид к этому времени в основном сформировались, и с конца ордовика, но в основном с начала девона здесь образуется система протяженных непродолжительно живущих рифтогенных бассейнов, закрытие которых приводит к возникновению коллизионных сооружений, нарастающих Сибирский, а затем и Евразийский континенты.

Оба этих конкурирующих и одновременно дополняющих процесса проявляются и сейчас, отражением чего является становление мозаичной структуры Индонезийско-Малайзийского региона. Крайне сложная мозаичная структура последнего, как показывает анализ тектонической карты юго-западной части Тихоокеанского региона [58], определяется взаимодействием литосферных процессов Тихого и Индийского океанов и Тетиса, проявившихся в условиях подвижности континентальных блоков и неравномерного распределения континентальной коллизии гондванских блоков (Индостан, Австралия) с Евразией.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8934).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Офиолитовые ассоциации Западной Джунгарии (КНР) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 6. С. 746 - 751.
2. Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7 - 8. С. 29 - 40.
3. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21 - 42.
4. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сю Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7 - 8. С. 8 - 28.
5. Бурашиников В.В., Руженцев С.В. Шаргынгольский верхнерифейско-вендский рифтогенный комплекс (хребет Хасагтын-Нуру, Западная Монголия) // Докл. АН. 1993. Т. 322. № 1. С. 54 - 57.
6. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
7. 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. Т. 35. № 7 - 8. С. 59 - 75.
8. Добрецов Н.Л. Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и металлогении Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 7 - 25.

9. Добрецов Н.Л., Конников И.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 35 - 58.
10. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. Т. 32. № 12. С. 3 - 14.
11. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19 - 42.
13. История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. 155 с.
14. Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии - кембрии. М.: Наука, 1987. 165 с.
15. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблемы реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13 - 29.
16. Куренков С.А., Перфильев А.С. Ранние стадии развития туркестано-алайских палеоокеанических структур // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 137 - 148.
17. Меланхолина Е.Н. Тектоническая обстановка развития активных окраин запада Тихого океана // Геотектоника. 1993. № 1. С. 79 - 95.
18. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 315 с.
19. Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Фрагменты Палеоокеаники в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. Доклады сов. геол. на XXVIII сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 30 - 46.
20. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Тектонические сегменты Земли и особенности их развития в неогее // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1069 - 1075.
21. 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.
22. Муратов М.В. Проблема происхождения океанических впадин // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32. Вып. 5. С. 55 - 70.
23. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпийские гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
24. Пуцаровский Ю.М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса // Геотектоника. 1965. № 6. С. 19 - 34.
25. Пуцаровский Ю.М. Тихоокеанский тектонический сегмент Земли // Геотектоника. 1967. № 5. С. 90 - 102.
26. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
27. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616 - 620.
28. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
29. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с.
30. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Шаркова Т.Т. Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 67 - 100.
31. Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Озерной складчатой системы (Западная Монголия) // Геотектоника. 1995 (в печати).
32. Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78 - 95.
33. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13 - 27.
34. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Офиолитовые сутуры Внутренней Монголии // Докл. АН. 1992. Т. 322. № 5. С. 953 - 958.
35. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника Барунхурайской котловины // Геотектоника. 1992. № 1. С. 94 - 111.
36. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7 - 8. С. 182 - 199.
37. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
38. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25 - 38.
39. Хаин В.Е. Об основных тенденциях развития земной коры // Вестник МГУ. 1968. № 1. С. 25 - 40.
40. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 190 с.
41. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии // Геотектоника. 1991. № 4. С. 24 - 38.
42. Хаин В.Е., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. АН. 1995 (в печати).
43. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры // Тектоники и формации. М.: Наука, 1967. С. 246 - 347.
44. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // Докл. АН. 1995. Т. 342. № 5.
45. Шатский Н.С. Избранные труды. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 622 с.

46. Cheng H. Space and time relations between cenozoic intraplate volcanism, marginal basin and subducted slab in the Western Pacific belt // *Sci. Geol. Sinica*. 1993. V. 2. № 3. P. 255 - 271.
47. Colman-Sadd S.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 assessment // *Trans. Royal Soc. Edinburg: Earth Sci.*, 1992. V. 83. № 3. P. 571 - 594.
48. Crawford A.J., Baccaluva L., Serri G. Tectonomagmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origine of boninites // *Earth Plan. Sci. Letters*. 1981. V. 5. № 2. P. 346 - 356.
49. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L. a.o. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias // *Tectonophysics*. 1986. V. 123. Part I. P. 241 - 315.
50. Elthon D. Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone // *Nature*. 1991. V. 354. № 6349. P. 140 - 143.
51. Ren Jisichun, Chen Tingyu. Tectonic evolution of the continental Lithosphere in eastern China and adjacent areas // *Journ. SE Asia Earth Sci.* 1989. V. 3. № 1 - 4. P. 17 - 27.
52. Ren Jisichun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, Qin Deyn. Geotectonic evolution of China. Berlin: Springer Verlag, 1987. 203 p.
53. Sengor A.M.C., Natal' in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. № 6435. P. 299 - 307.
54. Skehan J.B. Evolution of the Iapetus ocean and its borders in pre-Arenig times: a synthesis // *The Caledonian-Appalachian orogen*. Oxford: Geol. Soc. Spec. Publ., 1988. № 38. P. 185 - 229.
55. Swinden H.S., Jenner G.A., Fryer B.J., Hertogen J., Roddick J.C. Petrogenic and paleotectonic history of the Wild Bigh Group, an ordovician rifted island arc in Central Newfoundland // *Contr. Miner. Petr.* 1990. V. 105. № 2. P. 219 - 241.
56. Tang Kedong. Tectonic development of paleozoic fold-belts at the north margin of the Sino-Korean craton // *Tectonics*. 1990. V. 9. № 2. P. 249 - 260.
57. Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // *Nature*. 1976. V. 264. № 5584. P. 319 - 324.
58. Tectonics Map of the Circum-Pacific region. South-Pacific Quadrant, scale 1 : 10 000 000 and explanatory notes // Circum-Pacific council for Energy and Mineral resources. Circum-Pacific Map Project. US Geological Survey, 1991.
59. Torsvic T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen E. Baltica. A synopsis of vendian-permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications // *Earth Sci. Rev.* 1992. V. 33. № 2. P. 133 - 152.
60. Williams H., Hiscott R.N. Definition of the Iapetus rift - drift transition in Western Newfoundland // *Geology*. 1987. V. 15. № 11. P. 1044 - 1047.
61. Zhang Zh., Liou J.G., Colman R.G. An outline of the plate tectonics of China // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1984. V. 95. № 3. P. 295 - 312.
62. Zuo Guochao, Zhang Shulin, He Guoqi, Zhang Yang. Plate tectonic characteristics during the early paleozoic in Beishan near the Sino-Mongolian border region, China // *Tectonophysics*. 1991. V. 188. № 3/4. P. 385 - 392.

Geodynamics and Tectonic Evolution of Central Asian Paleozooids as a Result of Interaction between the Pacific and Indo-Atlantic Segments of the Earth

S. V. Ruzhentsev and A. A. Mossakovsky

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Shatsky's idea on global subdivision of the Earth into Pacific and Indo-Atlantic segments with different styles of Phanerozoic tectonic evolution is discussed. Relevant problems of primary importance should be focused on geology of junction zones of these segments manifested recently (Indonesia-Philippine region) and during the Paleozoic (Central Asia). Using the last region as an example, we considered geodynamic and geohistorical regularities of its tectonic evolution, which was peculiar because of mutual interference of crust-forming processes typical of each segment. From this viewpoint, we explain the following: (1) the mosaic structural patterns of Central Asian fold belt, where the accretionary and collision fold systems are tectonically integrated; (2) the microplate structure of Paleosianic ocean and characterizing it features of spreading and subduction, which are comparable to those observed along the western periphery of the Pacific segment; and (3) the origin and further progressive development of such destructive paleoceanic basins as the Paleotethys I and II with their distinct evolutionary trends of Indo-Atlantic type.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

© 1995 г. Т. Н. Хераскова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 28.02.95 г.

Рассмотрены основные положения современного формационного анализа и продемонстрированы на конкретных примерах его возможности для решения проблем геодинамики: геодинамической интерпретации геологических разрезов, реконструкции палеоструктур, разрушенных при позднейших процессах деструкции и покровообразования, выявления палеосдвигов, определении размеров и палеогеографии древних океанических бассейнов. Подчеркнуто значение изучения абстрактных формаций и типовых формационных рядов, характеризующих различные геодинамические обстановки. Более детально охарактеризованы формационные ряды, возникающие в обстановке коллизии континент–океан, континент–островная дуга, континент–континент.

Учение о геологических формациях, выдвинутое Н.С. Шатским, возникло как метод сравнительного анализа и обобщения геологической информации. Метод формационного анализа обеспечивает необходимую комплексность подхода, позволяющую с наибольшей достоверностью восстанавливать картины и процессы прошлого. Применение этого метода особенно продуктивно при реконструкциях современных и древних тектонических структур, истории их становления и динамики развития. Между тем в настоящее время, когда особенно назрела необходимость в обобщении огромного фактического материала, анализе его с позиции новых мобилистических представлений, этот метод стал редко использоваться и применяться, так как был разработан в эпоху господства фиксистских представлений и требует переосмысления и развития. Отсутствие работ в этой области привело к попыткам заменить геологические формации понятием структурно-вещественный комплекс или ассоциация [8]. Однако представление о структурно-вещественном комплексе пригодно для решения лишь узко региональных задач и используется чаще всего как структурная единица при геологическом картировании. Для региональных обобщений и сопоставлений этому понятию не хватает теоретической концепции интерпретации. И в конце концов не ясно, что делать со структурно-вещественными комплексами после того, как они выделены и описаны, если не применять в дальнейшем формационный анализ. Попытки решать проблемы геодинамики чисто структурными методами или, как сейчас часто практикуется, по составу магматических пород ведут к неопределенностям или ошибкам. Так, сходные вулканиты образуются в различных геодинамических обстановках и различить их можно только по парагенезам со специфическими осадочными и вулканогенно-осадоч-

ными породами. Это касается геодинамических обстановок островной дуги, окраинного бассейна, окраинно-континентального вулканического пояса, некоторых внутриплитных обстановок континентов и океанов. Например, некоторые исследователи [36] Озерную зону Монголии выделяют в качестве островодужного поднятия. Между тем в этой зоне базальтоиды повсюду парагенетически тесно связаны с тефротурбидитами, что позволяет утверждать, что этой зоне соответствует геодинамическая обстановка депрессии, а не поднятия, скорее всего, окраинного или междугового бассейна.

Нами ранее [29] была предпринята попытка пересмотреть некоторые положения формационного метода. Настоящее сообщение предполагает развитие этой темы и ставит задачей сформулировать основные положения современной концепции формационного анализа, а также показать значение и возможности формационного анализа для решения современных проблем геодинамики.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

По определению Н.С. Шатского [34] и Н.П. Хераскова [28], "формациями называются естественные ассоциации горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные части которых (породы, слои, толщи и т.д.) парагенетически тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды). Формации характеризуются составом горных пород, строением и определенными взаимоотношениями с другими формациями. Меньшее значение имеют форма и размеры формационных тел. От смежных формаций данную формацию часто отделяет некоторый

скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования пород. Это определяет относительно резкие верхние и нижние границы слоистых формаций, а иногда даже перерывы” [28, с. 375]. Это определение, в основе своей, безусловно, верное, требует некоторых дополнений и разъяснений. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что парагенез – это устойчивое сонахождение пород и далеко не всегда происхождения. Доказательством служит существование такой характерной формации, как олистостромовая, в которой отдельные ее члены – олистолиты и олистоплаки могут иметь совершенно различное происхождение, генезис и возраст, в то время как слагают единую и весьма характерную формацию. Таким образом, происхождение пород в формациях и парагенезах формаций необходимо доказать. Ошибки в понимании парагенеза ведут к путанице в интерпретации обстановки накопления той или иной формации.

Для современных геодинамических построений требуется изучать не только состав и генезис пород каждой формации, но и иметь ее палеомагнитные характеристики, позволяющие определить палеошироту возникновения на поверхности Земли.

При современных исследованиях приобрело крайнюю важность выяснение формы и первичной площади распространения формации, так как отдельные ее фрагменты могут быть растащены и удалены один от другого на значительные расстояния при последующих тектонических процессах деструкции и покровообразования. Восстановление первичной формы, размеров и площади распространения какой-либо формации позволяет восстановить и древнюю структуру, в пределах которой накапливалась данная формация. Эта задача не всегда выполнима, так как некоторые формации, видимо, частично или почти полностью поглощаются в зонах субдукции. Но в таких случаях необходимо сознавать, что суждение о формации, а значит и о структуре, в пределах которой она накапливалась, заведомо неполно и не может быть полностью достоверным.

При реконструкциях палеоструктур, их протяженности и соотношений с другими структурами крайне полезными оказываются представления о конкретных и абстрактных формациях или формационных типах [28]. Конкретные формации представляют собой геологические тела, имеющие определенное местонахождение и возраст. В областях покровно-складчатого строения чаще всего сохраняются лишь фрагменты конкретных формаций, не имеющие естественных ограничений, особенно по латерали. Формационные типы или абстрактные формации объединяют сходные конкретные формации разных областей и возрастов. Вместе с современными аналогами они

формируют наиболее полный ее образ, включающий не только состав и строение, но и форму, размеры, латеральную изменчивость, первичные соотношения с другими формациями, приуроченность к определенным структурам. Соотношение между конкретной и абстрактной формацией подобно соотношениям понятий индивидуума и вида в биологии. Лишь зная особенности строения формационного типа, можно достоверно интерпретировать конкретные разрезы, правильно сложить мозаику фрагментов, которые реально наблюдаются в современной структуре покровно-складчатых областей, и, таким образом, правильно восстановить тип древней структуры, определить ее первичные размеры.

Этому положению ранее не уделялось должного внимания. Его важность на современном этапе исследований легче всего проиллюстрировать на примере олигомиктовой флишевой формации пассивных континентальных окраин, которая широко распространена и представлена осадками автокинетических потоков, снесенными с континента на континентальное подножие и имеющими преимущественно кварцево-аркозый состав. Для формации характерна клиновидная форма и четкое асимметричное строение [12]. Выделяется ее проксимальная часть, залегающая на континентальной коре и образованная в основном песчаными и обвально-оползневыми отложениями, сочетающимися с высокоплотными турбидитами, а также глинистыми осадками плоскостного смыва с шельфа, и дистальная часть, представленная четким ритмичным чередованием отложений турбидных потоков низкой плотности с пелагическими осадками и отложениями контурных течений. Дистальная часть имеет несколько более молодой возраст основания формации, чем проксимальная часть. Дистальная часть формации накапливается на континентальном подножии и подстилается корой океанического типа. Эти особенности строения и залегания формации необходимо учитывать при палеорекострукциях. Иначе возникают досадные недоразумения.

Так, в каледонидах Алтае-Саянской области некоторые исследователи [3, 42], на наш взгляд, ошибочно выделяют Алтайский или Алтае-Монгольский микроконтинент, так как на его предполагаемой площади развиты дистальные фации олигомиктовой флишевой формации пассивных окраин (горноалтайская серия [4, 5], группа Хабахе в Китае [37]), которые должны подстилаться корой океанического типа, как и было показано исследованиями А.Б. Дергунова, Т.А. Вознесенской, Н.Н. Хераскова [4 - 6]. По всей видимости, территория развития горноалтайской серии представляла собой не микроконтинент, а континентальное подножие кембрийско-раннеордовикского края Гондваны, так как более проксимальные

и древние (Є) ее фации известны в Китайской Джунгарии, Китайском Алтае и по северному краю Северо-Китайской платформы [24, 37, 43].

Все многообразие геологических формаций отражает различные геодинамические обстановки их накопления. Неоднократно предпринимались попытки классифицировать геологические формации по типам структур и стадиям их развития [27, 28, 34]. В настоящее время, видимо, лучше классифицировать формации по геодинамическим обстановкам мобилистической концепции развития Земли. Каждая структура и соответствующая ей геодинамическая обстановка характеризуются определенным набором формаций и определенной их вертикальной последовательностью, или рядом. Чем полнее учтена вся последовательность формаций, тем надежнее и обоснованнее выделение палеоструктуры, в которой формировалась данная последовательность пород. Знания какой-либо одной формации часто недостаточно, так как некоторые из них накапливались в разных геодинамических обстановках. Примером может быть группа молассовых формаций, накопление которых происходило в континентальных рифтах, в окраинно-континентальных вулканических поясах, в зонах коллизии континент–континент, а также в преддуговых прогибах и бассейнах форланда. Флишевые формации разного состава могли образоваться на пассивных континентальных окраинах, в различных коллизионных обстановках, на склонах островных дуг и внутрибассейновых поднятий. Эти примеры можно было бы продолжить.

Ранее, при фиксистском мировоззрении, предполагалось, что смена формаций в вертикальном разрезе отражает эволюцию какой-либо структуры. При мобилистском подходе следует предполагать, что такая смена может быть вызвана разными причинами, в том числе и горизонтальным перемещением, например, океанской плиты от зоны спрединга к зоне субдукции, из зоны высокой биологической продуктивности в зону низкой биологической продуктивности или континента из одной климатической зоны в другую. Так, раскрытие океана Неотетис вызвало смещение Евразийского континента на 15° к югу [7]. Видимо, не без влияния этого процесса произошла смена ранне-среднеордовикских угленосных формаций гумидного климата аридными красными цветами поздней юры – раннего мела в континентальных впадинах Тянь-Шаня и Казахстана. Несомненно, имеются примеры смены геологических формаций в разрезе из-за взаимодействия вертикальной и горизонтальной составляющей движения. Например, смена формаций в разрезе островной дуги зависит от постепенного увеличения мощности коры в ее основании (эволюционный фактор), от скорости субдукции, от смещения дуги по горизонтали из-за ее раскола, из-за

раскрытия тылового бассейна или из-за движения по системе сдвигов и т.д. Наконец, большое количество своеобразных формационных рядов возникает при коллизии и аккреции тектонических структур, что приводит к пространственному совмещению в вертикальных разрезах формационных рядов двух или нескольких геодинамических обстановок, а также к появлению особых специфических формаций – показателей коллизионных процессов.

Наиболее крупной проблемой формационного анализа на современном этапе является разработка критериев различия формационных рядов, сформировавшихся при различных геодинамических процессах. Некоторые достижения в этой области имеются уже сейчас. Так, нами ранее были рассмотрены формационные ряды некоторых геодинамических обстановок: континентального шельфа (кварцево-аркозовая, фаллаховая, мелководная карбонатная, терригенно-карбонатная, кремнисто-карбонатная); рифтогенной континентальной окраины (карбонатная рифогенная, черносланцевые глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые, карбонатных турбидитов); континентального подножия (офиолитовая ассоциация с черносланцевым чехлом, олигомиктовая флишевая, включающая пассивные олистостромы); бассейна с корой океанического типа (офиолитовая ассоциация с полным и неполным разрезом, офиолитокластовая, черносланцевые глинисто-кремнистая и кремнистая, яшмовая, пелагическая карбонатная, кремнисто-туффитовая, терригенно-кремнисто-туффитовая, вулканогенно-терригенно-флишевая среднего и кислого составов); энсиматической островной дуги (маринит-бонинитовая, базальт-андезито-базальтовая, контрастная риолит-базальтовая, непрерывно дифференцированная андезитовая, непрерывно дифференцированная субщелочная, шошонитовая, вулканогенно-тефрогенно-флишевая, карбонатно-туффитовая, карбонатная рифогенная); преддугового прогиба (вулканогенно-терригенно-флишевая, граувакковая, олистостромовая, пестроцветная молассовая); континентального рифта (молассовая, включающая дайки и силлы субщелочных базальтов, спарагмитовая, эвапоритовая, контрастная базальт-риолитовая субщелочная, глинисто-кремнистая металлоносная. Кроме того, детально описаны [9] формационные ряды окраинно-континентального вулканического пояса (базальт-андезит-дацит-риолитовая, базальт-андезитовая, риолитовая, туфолово-игнимбритовая, трахибазальт-трахириолитовая). Во всех формациях этого ряда вулканы сочетаются с континентальными молассами, реже терригенно-карбонатными мелководными осадками.

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ
ГЕОДИНАМИКИ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ
ФОРМАЦИОННЫМ МЕТОДОМ**

Наиболее актуальной проблемой современной геодинамики является построение площадных геодинамических реконструкций для определенных интервалов геологического времени, отражающих последовательное развитие структур Земли. Новый этап исследований требует решения ряда задач. Главными из них представляются следующие: 1) геодинамическая интерпретация реальных геологических разрезов; 2) восстановление целостности структур, разрушенных при последующих этапах деструкции и покровообразования; 3) выявление палеосдвигов и палеотрансформных разломов; 4) определение размеров, морфологии и палеогеографии древних океанических бассейнов, их типизация и сравнение с современными аналогами. Попытаемся показать возможности формационного анализа для решения этих проблем.

1. Геодинамическая интерпретация реальных геологических разрезов

Решение этой проблемы во многом зависит от знания абстрактных формаций и типовых формационных рядов, характеризующих ту или иную геодинамическую остановку, в том числе аномальных формационных рядов, возникающих в обстановке коллизии и тектонической аккреции. Интересно отметить, что таких аномальных формационных рядов не так уж много и они, подобно формационным рядам континентального шельфа или океанического бассейна, поддаются идентификации и типизации (если отбросить второстепенные чисто региональные особенности). Попытки такой типизации уже предпринимались. Так, М.Г. Леоновым [10] выделены структурно-седиментационные ансамбли ликийского, кавказского, сарцского и дарвазского типов.

Общими чертами сложных аномальных формационных рядов являются: пространственное совмещение формаций, характеризующих несколько геодинамических обстановок; формации разделяются не только стратиграфическими или фациальными границами, но и тектоническими (покровными), по которым контактируют мелководные и глубоководные комплексы, обломочные породы кварцевого и грауваккового состава, вулканы разных геодинамических обстановок. Кроме того, для коллизионных и аккреционных формационных рядов характерны многократные повторения в разрезе одних и тех же формаций, различающихся фациями или возрастом (рис. 1). Комплексами-показателями аномальных формационных рядов являются олистостромовая полимиктовая формация и разнообразные меланжи. Рассмотрим несколько типичных формационных рядов коллизионного типа.

Формационный ряд геодинамической обстановки коллизии океан-континент. В этом ряду обычно наблюдается следующая последовательность: формационный ряд континентального шельфа или рифтогенной континентальной окраины, часто расчешуенный, вверх по разрезу сменяется олигомиктовой флишевой формацией пассивной континентальной окраины. Она согласна залегает на отложениях шельфа, отмечая погружение края шельфа и превращение его в ступень континентального склона, или слагает серию тектонических покровов, в которых пространственно совмещены проксимальные и дистальные части формации (рис. 2). В верхней части формации пассивной окраины кварцево-аркозый флиш постепенно сменяется полимиктовым или граувакковым, включающим полимиктовые олистостромы с олистолитами, представленными фрагментами формационных рядов бассейна с корой океанического типа и континентального шельфа. Появление полимиктового материала фиксирует начало коллизии и разрушения надвигающихся

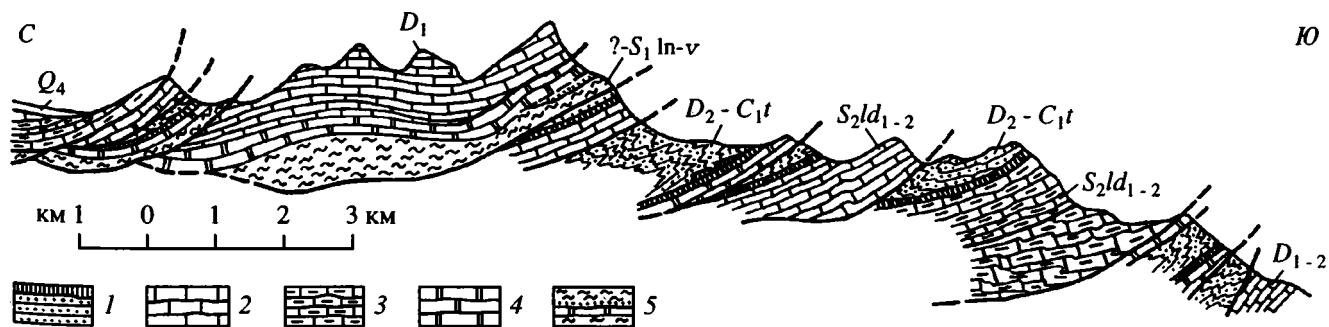


Рис. 1. Формационный ряд, в котором многократно повторяются формации карбонатной платформы и внутриокеанического вулканического поднятия (Ганза-Чимтаргинский массив в Южном Тянь-Шане), по [10]
1 - 4 – различные фации карбонатной формации внутриокеанического поднятия; 5 – формация субшелочных базальтоидов вулканического поднятия.

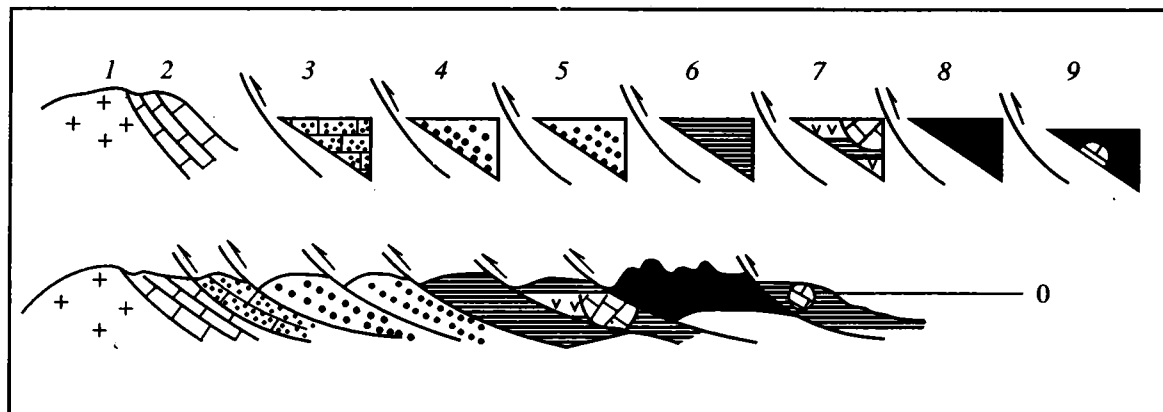


Рис. 2. Формационный ряд геодинамической обстановки коллизии континент–океан (Оман, по [7])

1 - 2 – автохтон: 1 – метаморфический комплекс континентального основания, 2 – карбонатная формация континентального шельфа; 3 – параавтохтон-карбонатная калькаренитовая формация внешней части шельфа; 4 - 6 – покров Хавашина, сложенный формациями пассивной континентальной окраины: 4 – проксимальные и 5 – дистальные турбидиты, 6 – кремнисто-сланцевая формация; 7 - 9 – фрагменты формаций океанического бассейна: 7 – радиолариты, базальты, экзотические блоки пермских и триасовых известняков внутренней карбонатной платформы, 8 – офиолиты (покров Семайл), 9 – радиолариты, турбидиты, экзотические блоки (покров Батина).

пластин со стороны океанического бассейна. Коллизия, видимо, сопровождается погружением континента, так как сиалический материал практически перестает поступать.

Далее вверх по разрезу наблюдаются тектонические покровы, представленные формационным рядом бассейна с корой океанического типа. Как правило, развиты серпентинизированные ультрабазиты или серпентинитовый меланж, базальты и кремнистые осадки глубоководного чехла. Вышележащий неавтохтон представлен формациями континентального шельфа, однако отличающимися от шельфовых формаций автохтона большей полимиктовостью обломочного материала, так как размыты подвергаются аллохтонные пластины океанической коры. Мощность тектонических пластин в этом ряду сокращается до нуля в сторону континента. В этом же направлении отдельные части ряда выпадают из разреза. Например, на комплексах шельфа или непосредственно на кристаллическом основании могут залегать тектонические покровы, представленные лишь серпентинитовым меланжем или глубоководными осадками, и т.д. Формационные ряды подобного типа развиты в структурах Омана [7], Скандинавии [5] и многих других регионов. Этот тип М.Г. Леонов называет ликийским (рис. 3).

Примером может служить также формационный ряд, развитый в Восточном Саяне [31]. Здесь на метаморфическом комплексе основания Гарганского микроконтинента (рис. 4) резко несогласно залегает терригенно-карбонатный чехол континентального шельфа (иркутская свита R), который вверх по разрезу сменяется сначала олигомиктовым кварцевым, с преобладанием глинистого материала, затем граувакковым флишем,

включающим олистостромы с офиолитовой кластикой (ильчирская свита R). Структурно выше залегают тектонические покровы, представленные офиолитовой ассоциацией: габброидами, ультрабазитами, затем базальтами, бонинитами и углеродистыми турбидитами океанического чехла. Неавтохтон представлен терригенными и карбонатными формациями вендско-кембрийского тектонически расчлененного континентального шельфа. Специфической особенностью терригенной формации неавтохтона по сравнению с автохтонной шельфовой формацией является сочетание в обломочном материале сиалической и офиолитовой кластики. Коллизионный ряд Восточного Саяна отличается от описанного выше типового слабым развитием формации пассивной континентальной окраины. Видимо, это связано с тем, что формационный ряд Восточного Саяна сформировался в результате коллизии с микроконтинентом, а для небольших континентальных масс не характерны мощные терригенные отложения на склонах и подножии.

Формационный ряд геодинамической обстановки коллизии континент–островная дуга. Формационные ряды этого типа распространены наиболее широко и отличаются исключительно сложным строением, так как здесь чаще всего пространственно совмещены не только формации островной дуги и континента, но и некогда разделявшего их океанического или окраинного бассейна, а также глубоководного желоба. Для этих рядов особенно типично многократное тектоническое повторение в разрезе одних и тех же формаций, отличающихся лишь возрастом, что создает иллюзию нормальной стратиграфической последовательности. До сих пор в районах со

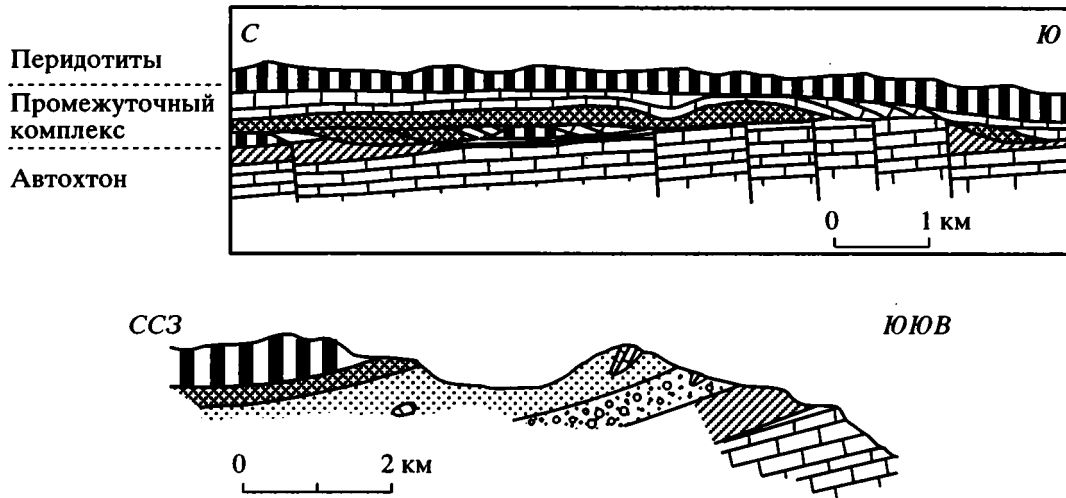


Рис. 3. Строение Ликийских покровов [10], иллюстрирующее геодинамическую обстановку коллизии континент–океан. Автохтон: карбонатная формация континентального шельфа, олигомиктовая флишевая формация пассивной континентальной окраины (K_2-P). Промежуточный комплекс: в нижней части формационный ряд континентального подножия пассивной континентальной окраины K_2 , затем олистостромовая формация с олистолитами диабазов, радиоляритов, известняков и песчаников, ультрабазитов, метаморфических пород, затем меланж и тектонические покровы диабазов и перидотитов.

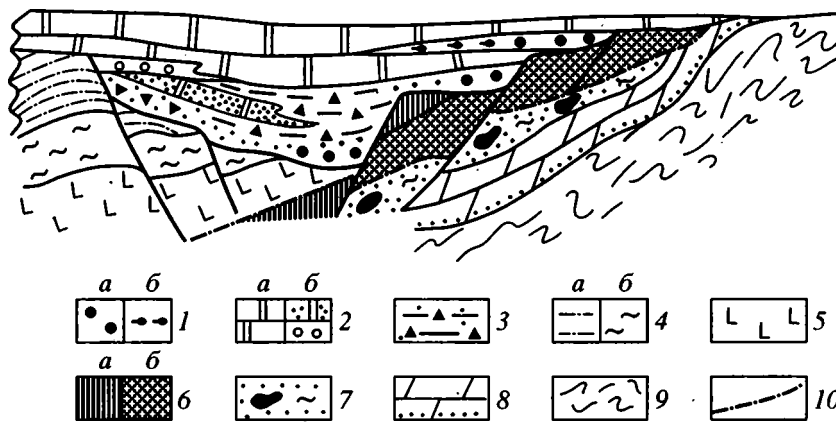


Рис. 4. Формационный ряд, иллюстрирующий геодинамическую обстановку коллизии континент–океан (Восточный Саян, по [30])

1 - 3 – неоавтохтон (V_2-E_2): 1 – грубые офиолитокластовые осадки (а), хромит-кварцевые песчаники (б), 2 – карбонатная формация континентального шельфа (а), песчаные доломиты, доломитовые конгломераты (б), 3 – щебнисто-элювиальные накопления и гравитационные микститы с обломками подстилающих пород; 4 - 6 – аллохтон (R_2): 4 – терригенные турбидиты континентального подножия проксимальные (а) и дистальные (б), 5 – базальты и бониниты, 6 – габброиды (а), ультрабазиты (б); 7 - 9 – автохтон (PR-R): 7 – терригенная формация пассивной окраины и олистостромовая формация с офиолитовой кластикой, 8 – терригенно-карбонатная формация континентального шельфа, 9 – метаморфический комплекс основания; 10 – подошва ранневендских тектонических пластин.

слабой изученностью органических остатков такие аккреционные комплексы объединяют в одну свиту или серию. Именно эти ряды некогда создали миф о большой мощности осадков в геосинклиналях. Обычно наблюдается следующая последовательность: формационный ряд континентального шельфа, или метаморфический гранитизированный комплекс, или вулканиды и молассы окраинно-

континентального вулканического пояса стратиграфически сменяются вулканомиктовым или граувакковым флишем, состоящим из обломочного материала, снесенного с островной дуги и продуктов разрушения вышележащих тектонических пластин. Затем следует ряд тектонических пластин, представленных фрагментами формаций океанической коры, иногда с участием экзотических

сиалических фрагментов. Они надстраиваются и расслаиваются флишем или олистостромами, аналогичными нижележащим, но имеющими более древний возраст. Наиболее верхнее структурное положение занимают тектонические покровы, сложенные формациями островной дуги и ее склонов (тефрогенным флишем). Неоавтохтон представлен формационным рядом преддугового прогиба. Примером такой последовательности могут служить разрезы зоны коллизии Северо-Американского континента и Протокубинской позднемеловой островной дуги [23], зоны коллизии Австралии и Индонезийской дуги [21].

Кроме того, нередко распространены коллизионные формационные ряды, в которых островодужные комплексы занимают более низкое структурное положение по отношению к формациям континентальной коры. Примером может служить последовательность, описанная А.Б. Дергуновым [5] в хр. Хан-Хухэй (Монголия), а также наблюдавшаяся нами в Северном Тянь-Шане в Восточном Присонкулье (рис. 5). Отличительной особенностью последнего ряда является, кроме того, опрокинутое положение формаций энсиматической островной дуги и ее склона. Видимо, различия в направленности этих формационных рядов связаны с тем, что в первом случае коллизия осуществлялась между фронтальной частью островной дуги и континентом, а во втором случае – между континентом и тыловой частью дуги или отмершей дугой, не сопряженной с действующей зоной субдукции.

Формационный ряд геодинамической обстановки коллизии континент–континент. В этой ситуации нижняя часть формационного ряда аналогична ряду геодинамической обстановки коллизии континент–океан, которая вверх по разрезу перекрыта тектоническими пластинами, представленными мелководными карбонатными породами континентального шельфа. Завершают ряд тектонические покровы метаморфического комплекса основания континента с фрагментами чехла. Неоавтохтон представлен молассами, нередко сопровождающимися континентальными вулканитами сиалического профиля и гранитоидами (коллизионные вулканические пояса). Примером могут служить мезо-кайнозойские структуры Эллингид [2] (рис. 6).

2. Восстановление целостности структур, разрушенных при последующих этапах деструкции и покровообразования

В решении этой проблемы формационному анализу, по-видимому, также принадлежит ведущая роль. Как уже отмечалось выше, восстановление первичного ореола распространения характерной формации существенно помогает

реконструкции палеоструктуры. Пренебрежение этими данными приводит к ошибочным выводам. Так, последнее время в геологической литературе усиленно дискутируется вопрос о происхождении микроконтинентов, широко распространенных в пределах палеозоид Центральной Азии. Все исследователи согласны с тем, что некогда они принадлежали позднерифейским более крупным континентальным структурам. При этом Одни [3, 42] постулируют их происхождение от Восточно-Европейско-Сибирского континента. Другие [16, 30] большую часть микроконтинентов связывают с позднерифейской Гондваной. Последняя точка зрения представляется более обоснованной, так как формационные ряды, развитые в пределах этих микроконтинентов, существенно ближе формационным рядам Гондваны и значительно отличаются от формационных рядов Восточно-Европейско-Сибирского континента (таблица).

Особенно обращает на себя внимание развитие как в пределах Восточной Гондваны, так и на микроконтинентах палеозоид Центральной Азии позднерифейской орогенной порфириковой формации с возрастом 740 - 800 млн. лет, сочетающейся с континентальными молассами и свидетельствующей о развитии по северо-восточному краю Гондваны в позднем рифее континентальной окраины андийского типа [30]. Ничего подобного на Восточно-Европейско-Сибирском континенте нет. Путем анализа формационных рядов и прослеживания по площади отдельных формаций реконструирована южная кембрийская континентальная окраина Гондваны [35] (рис. 7), установлена былая принадлежность позднекембрийской формации пассивной континентальной окраины, развитой в настоящее время на юго-востоке Аппалачей (комплекс Мигума), к континентальному склону Западно-Африканского кратона [38, 40, 41].

Пока формационным методом успешно реконструируются преимущественно континентальные структуры. Интересно было бы применить эти принципы к воссозданию древних островодужных систем. Однако решение этой проблемы упирается в недостаточную разработанность методики обнаружения палеосдвигов, играющих существенную роль в сегментации и расколах современных и, вероятно, древних островодужных систем. Тем не менее можно с уверенностью сказать, что в состав предполагаемой А.М. Шенгером с соавторами [42] Кипчакской венд-кембрийской островной дуги включены фрагменты, сформировавшиеся в различной геодинамической обстановке, поэтому их вряд ли можно было объединять в одну структуру. Так, в отдельных фрагментах этой гипотетической островной дуги, таких, как Байконур-Бешташской, Атасу-Моинтинской,

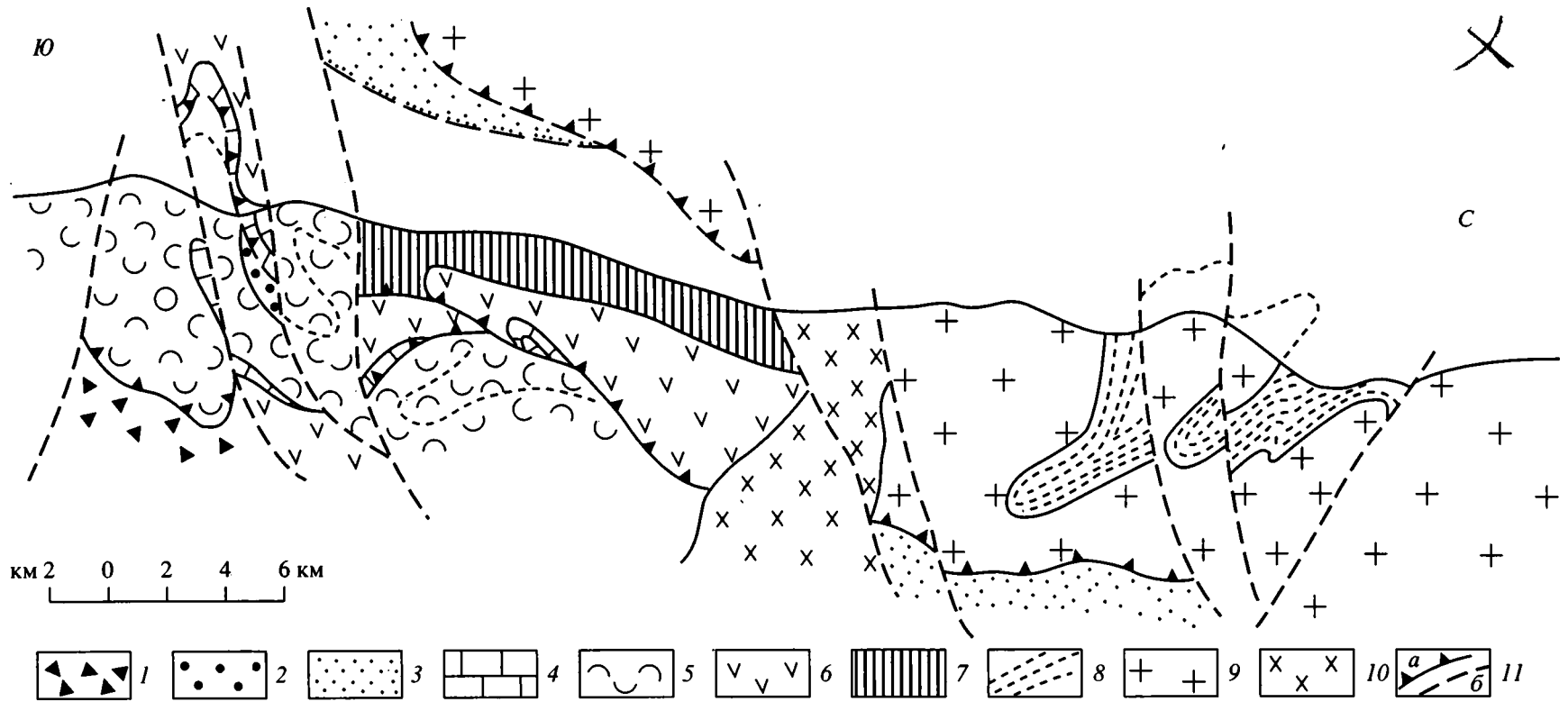


Рис. 5. Формационный ряд геодинамической обстановки коллизии континент–островная дуга (Восточное Присонкулье, составлено с использованием материала А.В. Миколайчука [15])

1, 2 – олистостромовая формация (O_2) с олистолитами формационного ряда: 1 – склона и подножия островной дуги, 2 – островной дуги; 3 – флишевая формация с сиалической кластикой (O_2); 4 – известняки (E_3-O_1); 5 – тефрогенная флишевая формация склона и подножия островной дуги; 6 – дифференцированная базальт-андезит-дацитовая формация; 7 – меланократовый фундамент островной дуги; 8 – черносланцевая формация континентального шельфа; 9 – метаморфический комплекс континентального основания; 10 – гранитоиды (O_3); 11 – тектонические нарушения основания тектонических покровов (а), взбросо-сдвиги (б).

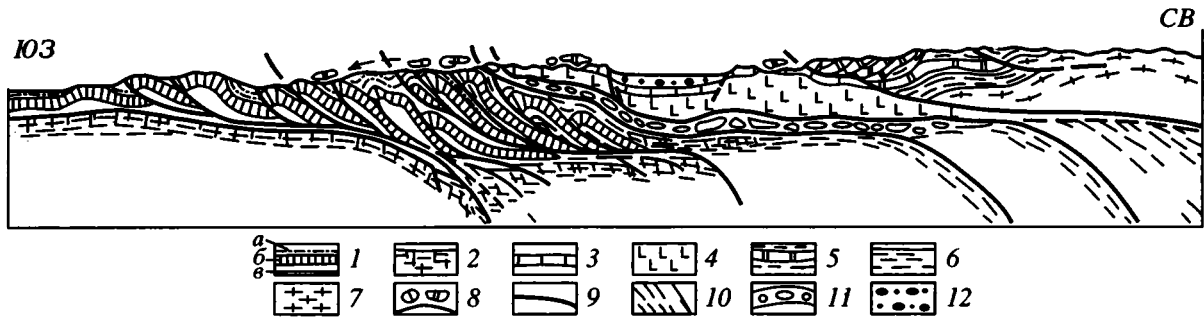


Рис. 6. Формационный ряд геодинамической обстановки коллизии континент-континент. Эллиниды, албанский сектор, по [2]

1, 2 – автохтон (MZ–P): 1 – формации: граувакковая флишевая (а), карбонатная (б) и терригенная эвапоритовая (в) континентального шельфа, 2 – палеозойское основание; 3, 4 – офиолитовый аллохтон: 3 – пелагические известняки (К), 4 – офиолиты; 5 – 8 – континентальный аллохтон: 5, 6 – формации континентального шельфа: 5 – мезозойские, 6 – палеозойские, 7 – докембрийское кристаллическое основание, 8 – клиппы; 9 – границы покровных комплексов; 10 – корневые зоны; 11 – покров меланжа; 12 – неоавтохтон, молассы.

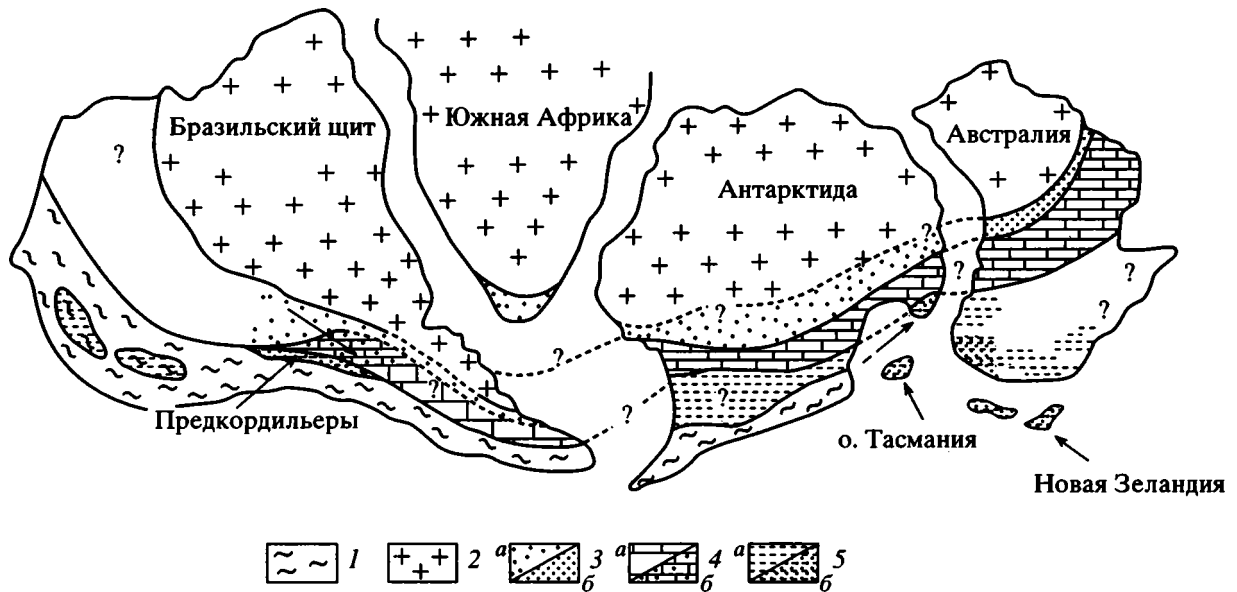


Рис. 7. Реконструкция кембрийской континентальной окраины Южной Гондваны, по [35]

1 – кайнозойские покровно-складчатые области; 2 – протерозойское континентальное основание; 3 – терригенные формации внутренней части шельфа: а – предполагаемые, б – реальные; 4 – карбонатные формации шельфа: а – предполагаемые, б – реальные; 5 – формации континентального склона и подножия: а – предполагаемые, б – реальные.

Еремантау-Чингиз-Тарбагатайской тектонических единицах, совершенно отсутствуют венд-кембрийские формации, сколько-нибудь близкие комплексам активных континентальных окраин и надсубдукционных зон. Так, в Байконурской зоне венд - кембрий представлен формационным рядом континентального рифта, в Атасу-Моинтинской – континентального рифта и континентального шельфа. В Чингиз-Тарбагатайской зоне отложения вендского возраста не установлены, раннекембрийские имеются лишь в составе аккреционной призмы среднекембрийской дуги и пред-

ставлены субщелочными базальтами с известняками внутриокеанического поднятия [21, 22].

3. Идентификация палеосдвигов и палеотрансформных разломов

Эта проблема является особенно сложной и еще очень далека от своего разрешения. Видимо, формационные исследования здесь должны сочетаться со структурными, а также с изучением зон метаморфизма [11, 38]. Роль формационного метода заключается в распознавании специфических

Формационные ряды Гондваны и Восточно-Европейско-Сибирского континента

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 1995

Архей	Нижний протерозой	Верхний протерозой (рифей)	Венд	Возраст	Континент Гондвана [30]								Восточно-Европейско-Сибирский континент	
					Северо-Восточная Африка, Нильский кратон	Иран, г. Керман	Северо-Западная Индия, Раджастан	Южно-Китайский кратон	Северный Тянь-Шань	Северо-Китайский, Южно-Гобийский кратоны	Джунгарский микроконтинент	Дзабханский микроконтинент	Башкирское поднятие [13]	Сибирский кратон [30]
Кристаллический фундамент	Офиолиты Островодужные формации 960, 882 ± 12, 760, <675	Обдукция офиолитов и островодужных формаций 1160 ± 144, 1220 ± 62	819 ± 40 ² 789 ± 78 804 678 ± 10 596 ± 27	Порфи́ровая ¹	Молассовая соленосная 595 - 750	Молассовая соленосная	Терригенные и карбонатные континентального шельфа	Тиллоиды Молласовая	Тиллоиды	Тиллоиды Молассовая	Тиллоиды Молассовая	Молассовая авлакогенов и континентальных рифтов, тиллоиды	Кварцево-аркозвая и карбонатные континентального шельфа	
														Кристаллический фундамент
Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент	Кристаллический фундамент		

Примечание. ¹ – формации, ² – возраст в млн. лет.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

формаций, накапливающихся в обстановке сдвигов и трансформных разломов. Сейчас уже ясно, что эти образования различаются по составу в зависимости от типа структуры, типа коры, в пределах которой развивалась сдвиговая система, а также от обстановок сжатия или растяжения, в которых происходили сдвиговые дислокации. Лучшее всего изучены формации палеосдвигов, накапливающиеся на континентах, где они выделяются под названием комплексов сквозных структур [1, 25, 26]. Обычно здесь вдоль сдвигов с преобладанием растяжения возникают линейные надразломные впадины типа рифтов [14, 41], выполненные молассами, часто соленосными, и вулканитами щелочного и субщелочного ряда, контрастными по кремнезему. Примером может служить Иньяли-Дебинская зона сдвигов вдоль южной границы Колымского массива [14]. Для зоны характерно “клавишное” строение – горсты чередуются с грабенами, заполненными позднеюрскими осадочно-вулканогенными отложениями и угленосными молассами поздней юры – раннего мела, имеются небольшие интрузии щелочных габброидов и лампрофиров, а также гранитоидные интрузии.

В некоторых случаях со сдвигами связаны зоны повышенной проницаемости и крупные эндогенные рудные месторождения [25]. В обстановке сжатия вдоль сдвигов возникают зоны скучивания и метаморфизма, как, например, вдоль сдвига между Авалонским массивом и террейном Мегума [38], вдоль Ферганского разлома [10, 11]. Сходные структуры типа грабенов, выполненных молассами, или зоны метаморфизма развиваются, видимо, и вдоль сдвигов, расчленяющих островные дуги. Примером может служить центральный грабен Камчатки. Сдвиговые дислокации в обстановке растяжения, видимо, могут приводить к расколу островных дуг. При этом возникают рои базальтовых, андезито-базальтовых параллельных даек, проявляется базальтовый, андезито-базальтовый вулканизм, а затем при формировании междуговой впадины происходит накопление туффито-кремнистых и тефрогенных формаций, близких окраинноморским.

В зонах развития океанической коры со сдвигами также связаны зоны “клавишного” строения [17], четко видны расположенные впадины-ловушки, к которым приурочена гидротермальная деятельность и железисто-кремнистые осадки, близкие яшмам [39]. Тектонические уступы фиксируются накоплением несортированных хаотических брекчий, турбидитов, состоящих из обломков ультрабазитов, базальтов, иногда осадочных пород, отмечаются мелкие центры трещинных излияний базальтов. В сдвиговых зонах с преобладанием сжатия возникают зоны скучивания и проявления вулканизма, близкого к островодужному. Возможно, эти зоны можно трактовать как

зарождающиеся энсиматические островные дуги. Примером могут служить горы Маккуори, являющиеся юго-восточным ограничением Тасманова моря [20], а также, возможно, дифференцированные вулканиты, обнаруженные в составе комплекса Мамония на о-ве Кипр [33].

4. Оценка морфологии, типов и размеров древних океанических бассейнов

Нами ранее совместно с Ю.М. Пущаровским [19] предпринималась попытка оценить морфологию и размеры нескольких палеоокеанических бассейнов путем сравнения их вертикальных и латеральных формационных рядов с аналогичными рядами современных океанов. Некоторые из этих оценок затем были подтверждены палеомагнитными исследованиями. Так, девонско-раннекаменноугольный Туркестанский палеоокеан был отнесен нами к категории средних (сопоставим по размерам с Тасмановым морем или Норвежско-Гренландским бассейном). На основании анализа палеомагнитных данных по разным оценкам [18, 32] его ширина достигала 500 - 1800 км.

Несмотря на этот, казалось бы, положительный опыт необходимо сказать, что при реконструкциях древних океанических бассейнов применение методов сравнительного формационного анализа имеет серьезные ограничения в силу нескольких причин.

Во-первых, большая часть океанической коры древних бассейнов, видимо, была субдуцирована и сохранились лишь отдельные фрагменты, по которым невозможно создать объективный и полный образ древних океанических формаций, а значит, и структуры, в пределах которой они накапливались.

Во-вторых, приходится сравнивать вулканиты и неконсолидированные осадки современных океанов с палеопородами. Между тем такое сравнение далеко не всегда можно провести достаточно корректно. Так, офиолиты, развитые в современных покровно-складчатых областях, в большинстве своем уже многие миллионы лет заключены в континентальную кору и, несомненно, подверглись ее длительному флюидному воздействию, в какой-то степени изменившему их петролого-геохимический облик. Рыхлые осадки, превращаясь в породы, испытывают серьезные минеральные преобразования, сопровождающиеся интенсивным перемещением вещества. Особенно это касается глинистых, кремнистых и карбонатных осадков, столь широко развитых в осадочном чехле современных океанов. Так, миграция карбоната и кремнезема из слоя в слой происходит при градиенте в 1%. Все глинистые минералы при ката- и метагенезе трансформируются в гидрослюда и хлорит. Поэтому разница между

осадком и породой очень велика. Далеко не всегда древней породе можно найти эквивалентный осадок.

Кроме того, очень большое влияние на осадконакопление оказала эволюция органического мира, в частности, появление в мезозое – кайнозое кокколитов и диатомей сделало возможным пелагическое биогенное карбонатакопление, не существовавшее в палеозое. Все это необходимо учитывать при палеорекострукциях и не стремиться найти полное тождество между современными и древними океаническими бассейнами. Вероятно, можно говорить лишь о выявлении тенденций сходства и различия, тем более, что каждый современный океанический бассейн обладает индивидуальными особенностями как в распределении и характере осадков, так и в проявлениях вулканизма.

Подводя итог обсуждению значения и возможностей учения о геологических формациях для современных геодинамических реконструкций, пытаюсь возродить интерес к этому методу исследований, хочется еще раз вспомнить достижения в этой области знаний Н.С. Шатского, 100-летний юбилей со дня рождения которого отмечается в 1995 г. Это тем более необходимо, потому что представления о формациях и структурно-формационной зональности, детально разработанные в нашей стране еще в 50 - 60-х годах большой плеядой талантливых ученых, только сейчас начинают пропагандироваться в зарубежной литературе и проникать в отечественные разработки в виде так называемого террейнового анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1984. 260 с.
2. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.Э. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. Т. 35. № 7 - 8. С. 8 - 28.
4. Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадокских отложений Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 79 - 94.
5. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 191 с. (Тр. ГИН. Вып. 437).
6. Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. О тектонической природе "выступов древнего фундамента" в палеозоидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 13 - 20.
7. История океана Тетис / Отв. ред. Монин А.С., Зоненшайн Л.П. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1987. 153 с.
8. Косыгин Ю.А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации // Геология и геофизика. 1964. № 7. С. 3 - 12.
9. Курчапов А.М. Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника. 1994. № 2. С. 3 - 18.
10. Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М.: Наука, 1993. 150 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 486).
11. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. О природе преобразований горных пород в зонах плоскостного тектонического течения // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 104 - 126.
12. Лисицын А.П. Лавинная седиментация. М.: Наука, 1988. 306 с.
13. Маслов В.А. Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 4. С. 29 - 42.
14. Межвилк А.А. Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России // Геотектоника. 1994. № 4. С. 27 - 34.
15. Миколайчук А.В., Мамбетов А.М. К вопросу о стратиграфическом объеме и возрасте капкатаской серии Северного Тянь-Шаня // Стратиграфия и геологические корреляции.
16. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Централь-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3 - 32.
17. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 19 - 41.
18. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56 - 68.
19. Пуцаровский Ю.М., Хераскова Т.Н. Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 4 - 34. (Тр. ГИН. Вып. 417).
20. Саммерхейн К.П. Хребет Маккуори-Баллени // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 2. С. 5 - 10.
21. Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В. Тектоническое сгущивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132 - 142.
22. Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1982. 138 с.
23. Тектоника Республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1 : 500000. М.: Наука, 1989. 77 с.
24. Уиндли Б.Ф., Го Цзинхуэй, Ли Ини, Чжан Чи. Тектонические единицы и эволюция Китайского Алтая // Геология и геофизика. 1994. № 7 - 8. С. 116 - 117.
25. Фаворская М.А., Баскина В.А., Волчанская И.К. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. 192 с.
26. Фаворская М.А., Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н., Виноградов Н.В., Курчапов А.М., Баскина В.А., Шилин Н.Л. Тектоника, магматизм и

- оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 165 с.
27. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
 28. Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избранные труды. М.: Наука, 1967. 403 с.
 29. Хераскова Т.Н. Формационный анализ покровно-складчатых областей // Геотектоника. 1991. № 3. С. 16 - 33.
 30. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Северо-Восточной Гондваны // Докл. АН. 1995. Т. 342. № 5.
 31. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18 - 36.
 32. Храмов А.Н., Клишевич В.Л. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66 - 75.
 33. Шараськин А.Я., Карякин Ю.В., Книппер А.Л., Хераскова Т.Н. Структурные особенности, состав и тектоническое значение мезозойских образований группы Диаризос (юго-западный Кипр) // Геотектоника.
 34. Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965. 348 с.
 35. Courjault-Rade P., Debrenne F., Gandin A. Palaeogeographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrian // Terra Nova. 1992. № 4. P. 657 - 667.
 36. Gibsher A.S., Izokh A.E., Khain E.V. Geodynamic evolution of Northern segment of the Paleasian ocean in late Riphean-early Paleozoic // IGCP Project 283: Geodynamic evolution of Paleasian ocean. Report № 4. Novosibirsk: United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of RAN, 1992. P. 67 - 69.
 37. He Guogi. A preliminary scheme of tectonic division of the Paleasian Oceanic dome // Report № 1. IGCP Project 283. Novosibirsk: United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of RAN, 1990. P. 42 - 45.
 38. Keppie J.D. Synthesis of Palaeozoic deformational events and terrane accretion in the Canadian Appalachians // Geol. Rundsch. 1993. V. 82. № 2. P. 381 - 431.
 39. Malahoff A. Hydrothermal vents and polymetallic sulfides of the Galapagos and Gorda // Yuan de Fuca ridge systems and submarine volcanoes. Bull. Biol. Soc. Wash., 1985. № 30. P. 19 - 41.
 40. Nance R.D., Murphy J.B. Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic Restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt // Geology. 1994. V. 22. № 7. P. 617 - 620.
 41. Nance R.D., Murphy J.B., Strachan R.A., D'Lemos R.S., Taylor G.R. Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes // Precambrian Research. 1991. V. 53. № 1. P. 41- 78.
 42. Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. № 6435. P. 299 - 307.
 43. Tang K. Tectonic development of Palaeozoic fold belts at the North margin of the Sino-Korean craton // Tectonics. 1990. V. 9. № 2. P. 249 - 260.

Formational Analysis and Modern Geodynamics

T. N. Kheraskova

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Basic principles of modern formational analysis are considered to demonstrate, by using concrete examples, its possibilities in solving geodynamic problems, such as geodynamic interpretation of geological sections, reconstruction of paleostructures destroyed by later tectonic processes and nappe formation, deciphering of paleoslip faults, and determination of dimensions and paleogeography of ancient oceanic basins. From this viewpoint, studies on abstract formations and typical successions of formations are especially important. The formational successions originated under various collision environments (continent-ocean, continent-island arc, and continent-continent) are characterized in details.

УДК 551.242.2(261/264)

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ЯВЛЕНИЯМ В ОКЕАНЕ

© 1995 г. А. С. Перфильев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 03.03.95 г.

В статье рассмотрена степень стабильности дивергентных границ современных и палеоокеанических плит. Показано, что в своем поверхностном выражении эти границы нестабильны. Нестабильность выражена в изменении положения в пространстве осей спрединга, их проградации и реградации. Выделены три класса пространственного перемещения осей спрединга. Первый из них – крупноамплитудное (несколько сотен километров) связывается с глубинным изменением структурного плана системы конвекционных ячеек. Второй класс – среднеамплитудное (до сотни километров) перескакивание (джампинг) осей спрединга в восточном направлении, а также их проградация и реградация предположительно связывается с тектонической расслоенностью литосферы и ротационным проскальзыванием верхних литопластин по отношению к нижним, в которых оси спрединга и магмогенерации пространственно стабилизированы. Третий класс характеризуется незакономерным малоамплитудным джампингом. Независимо от генетических гипотез дивергентные границы океанических плит нестабильны в пространстве, причем эта нестабильность не подчиняется линейной зависимости.

ВВЕДЕНИЕ

Николай Сергеевич Шатский ввел в геотектонику один из главных принципов – историзм развития тектонических структур. Этот принцип красной нитью проходит через все его работы. Современная геотектоника ушла далеко от тех представлений, которые отстаивал Николай Сергеевич, но принцип историзма при тектоническом анализе остается неизменным. Этот принцип сейчас лежит в основе всех глобальных палинспастических построений, ни одна из тектонических концепций не имеет права на существование без его рассмотрения во времени.

Специфическая особенность тектонического анализа внутренней структуры океанов заключается в явном дефиците историзма. Особенно это касается истории становления структур “твердой” коры океанов (второй и третий слой океанической коры) и океанической верхней мантии. Для осадочного чехла можно использовать традиционные палеонтологические методы (глубоководные скважины), которые в сочетании с сейсмическими профилями и батиметрическими данными позволяют восстановить историю становления структур чехла. Разумеется, плотность фактического материала и в этом случае несоизмеримо меньше, чем на континенте.

Для воссоздания истории развития структур в более глубоких горизонтах коры данных очень немного. Редкая сеть драгировок приурочена в основном к рифтовой долине и ее склонам или к склонам трогов, сопровождающих поперечные (в том числе и трансформные) разломы. Практи-

чески невозможно использовать палеонтологический метод для определения возраста драгированных пород, а методы абсолютной геохронологии трудно применить из-за измененности пород, поднятых вне зоны современного вулканизма. Сейсмические данные (ГСЗ, МОВ ОГТ и ШГСП) малочисленны и отражают моментальный снимок структуры, представляющий совокупность более ранних и ныне существующих элементов.

Существенный вклад в исторический анализ структур океанского ложа вносит магнитометрия. Анализ распределения линейных магнитных аномалий и их маркировка (определение номеров) позволяют во многом снять исторический дефицит. Метод наиболее широко применяется сейчас в исторической тектонике океанов. Однако и в этом методе есть определенные недостатки. В основе лежит постулат тектоники плит, согласно которому океанское дно образовано за счет спрединга океанской коры на дивергентных границах плит. Эти границы для определенного отрезка времени представляют собой узкие линейные зоны, постоянные в пространстве. При этом такие сложные явления, как рассеянный (диффузный) спрединг, перескакивание (джампинг) оси спрединга, проградация и реградация оси спрединга до последнего времени не учитывались. Это было связано с тем, что опорная сеть магнитометрических профилей была очень редкой и идентификация конкретных одних аномалий с другими была малообоснованной. В последние годы появились работы, основанные на детальных полигонных магнитных исследованиях

[1, 2, 24]. Эти исследования, проведенные с применением некоторых новых методик, подтвердили многие из отмеченных структурных осложнений спрединга и заставили с осторожностью подходить к мелкомасштабным схемам распределения и идентификации линейных магнитных аномалий. Другой недостаток магнитометрии определяется объективной невозможностью использовать этот метод в приэкваториальной части океанов, где как раз имеется довольно большой объем драгировок и выполнено сравнительно много сейсмических работ.

Опыт показал, что для воссоздания истории формирования главных структур океанского дна (зоны спрединга, трансформные и другие разломы и т.д.) необходимы детальные полигонные исследования на ключевых участках. К сожалению, редкие драгировочные и сейсмические профили не решают поставленных задач.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГЛАВНЫХ СТРУКТУР

Ниже рассмотрено изменение во времени пространственного положения осей спрединга, рифтов и трансформных разломов – главных структур океанской литосферы.

Перескакивание (джампинг) осей спрединга

Тот факт, что оси спрединга в процессе развития структуры океанского дна могут существенно изменять свое местоположение, известен давно. В самом общем виде можно наметить три типа таких изменений.

Крупноамплитудный джампинг связан с перестройкой структурного плана океанской структуры. Процесс выражается в образовании новых осей спрединга, соответствующих хребтов и рифтовых зон. Новые рифтовые зоны нередко под углом пересекают более ранние структуры. Такого рода перестройки хорошо изучены и детально описаны в литературе.

Новообразованные рифты фиксируются по появлению более молодых систем линейных магнитных аномалий с симметричным расположением одновозрастных аномалий и по особенностям батиметрии. К таким структурам относятся разновозрастные оси спрединга Тихого океана вплоть до современного новообразованного Восточно-Тихоокеанского хребта с его рифтовой системой. В Индийском океане по линейным магнитным аномалиям и некоторым косвенным признакам до существования современного срединного хребта и рифтовой системы ось спрединга проходила между восточным побережьем Африки и о-вом Мадагаскар. В южной части Атлантического океана, судя по магнитным аномалиям, в раннем мезозое существовала ось спрединга, распола-

гавшаяся значительно восточнее современного ее положения, вблизи южной оконечности Африки. Ее положение фиксируется по осевой аномалии М-31, западнее и восточнее которой прослежены соответственно аномалии вплоть до М-34. Только в середине мела ось спрединга на юге Срединно-Атлантического хребта заняла положение, близкое к современному [19]. В конце мела в Северной Атлантике существовала ось спрединга, уходившая в район современного Лабрадорского моря [9]. Общим для всех рассмотренных примеров является то, что новые рифтовые системы закладываются на расстояниях в многие сотни километров от существовавших ранее. Их заложение сопровождается резкой перестройкой структурного плана и нередко изменением простирающихся осей спрединга.

Второй тип перемещения оси спрединга носит среднеамплитудный характер. Именно этот тип перескакивания рифта был выделен К. Саймундсеном в Исландии в качестве джампинга оси спрединга [22]. В настоящее время описано не так много примеров среднеамплитудного джампинга оси спрединга. Однако примеры таких структур известны во фрагментах палеоокеанической коры континентов, в поднятых над водой отрезках срединного хребта и в подводных частях срединного хребта.

Пример джампинга оси спрединга в палеоокеанических структурах описан в Мугоджарах, на Южном Урале [6]. Здесь сохранился сравнительно небольшой блок среднедевонских толеитов и долеритовых даек океанического типа. Блок почти не деформирован, и лавы залегают практически горизонтально. В стенках ущелья реки Шуулдак на протяжении нескольких десятков километров почти непрерывно прослеживается комплекс пластинчатых даек (комплекс “дайка в дайке”, рис. 1). В западной части разреза основная масса долеритов представляет собой половинки даек, последовательно вложенные одна в другую. Каждая полудайка имеет закальный эндоконттакт, обращенный на восток. В соответствии с правилом строения комплексов “дайка в дайке” ось спрединга этой серии даек находилась западнее. Эти дайки прорваны полудайками относительно более молодого возраста, у которых активный (закальный) контакт обращен на запад. Соответственно более молодая ось спрединга находилась восточнее.

В данном примере джампинг оси спрединга произошел на восток на расстояние не менее чем 15 км. Есть все основания полагать, что восточнее располагается следующая относительно более молодая ось спрединга и суммарный джампинг с запада на восток был не менее нескольких десятков километров.

Как отмечалось, перескакивание (джампинг) оси спрединга было описано К. Саймундсеном [22]

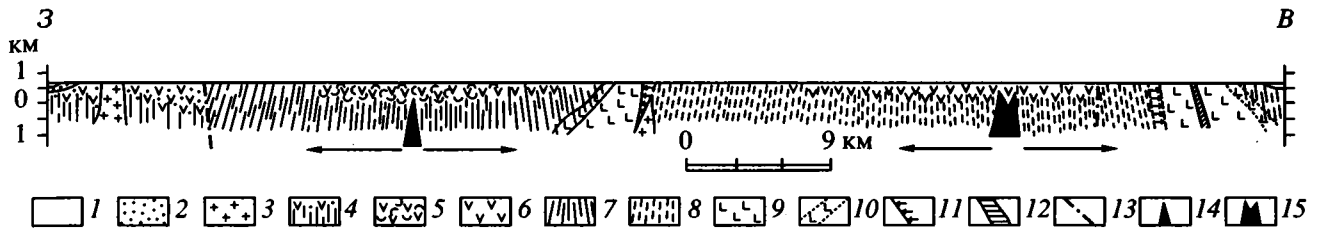


Рис. 1. Геологический разрез палеоокеанического комплекса в бассейне р. Шуулдак на Южном Урале, по [6], с упрощениями

1, 2 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – кремнисто-терригенные (D₂₋₃); 3 – кварцевые диориты; 4 – базальты и дайки наиболее древней генерации; 5, 6 – базальты “брошенной” оси спрединга: 5 – первой, 6 – второй; 7 – дайки первой и 8 – второй оси спрединга; 9 – габбро, отвечающее началу джампинга; 10 – зона активного воздействия габбро на дайки; 11 – активное воздействие даек на габбро; 12 – blastsмилониты; 13 – разломы; 14 – первая и 15 – вторая “брошенные” оси спрединга. Стрелки указывают направления раздвигания, установленные по ориентировке закалок в дайках.

для миоцен-плиоценового этапа развития на северо-западе Исландии, входящей как составная часть в Срединно-Атлантический хребет (рис. 2). К северо-западу от центральной неовулканической зоны (непосредственное продолжение современной рифтовой зоны хр. Рейкьянес) выделяется структура “брошенного” рифта, существовавшего, по мнению К. Саймундсена, до 6.8 млн. лет. После этого ось спрединга перескочила примерно в ее современное положение. В северной части (см. 1 на рис. 2) “брошенный” рифт структурно выражен в виде пологой синклинали, мощности лавовых потоков в которой закономерно уменьшаются на крыльях. В южной части, западнее Боргарнесской “антиклинали” (см. 2 на рис. 2), “брошенный” рифт построен асимметрично. Северо-западное крыло полого наклонено к оси структуры. С юго-востока “брошенный” рифт ограничен Боргарнесской “антиклиналью”, северо-западное крыло которой довольно круто наклонено к оси рифта и сложено лавами с возрастом 7 - 8 млн. лет. Восточное крыло представляет собой флексуру, образованную более молодыми лавами, залегающими несогласно на лавях западного крыла “антиклинали”. Таким образом, Боргарнесская “антиклиналь” представляет собой сочетание двух разновозрастных флексур, наклоненных в разные стороны. Более древняя ограничивает с юго-востока “брошенный” рифт, а более молодая является северо-западным ограничением современного рифта неовулканической зоны. Амплитуда перемещения оси спрединга в рассмотренном случае составляет 70 - 80 км.

В северо-западной части Исландии проводил детальные исследования С.Г. Самыгин [5]. Он показал, что джампинг оси спрединга, выявленный К. Саймундсенем, отражает лишь последний перескок оси к ее современному положению. Северо-западнее рассмотренного “брошенного” рифта выделяется еще несколько подобных структур, каждая из которых удревняется в северо-западном направлении. Наиболее отчетливо установ-

ливается “брошенный” рифт, развивавшийся с 10.3 млн. лет до 9.1 млн. лет. Осевая часть этого рифта расположена севернее п-ва Снайфельднес (см. рис. 2). По его данным предположительно выделяется четыре последовательных перескока оси спрединга до ее современного положения,

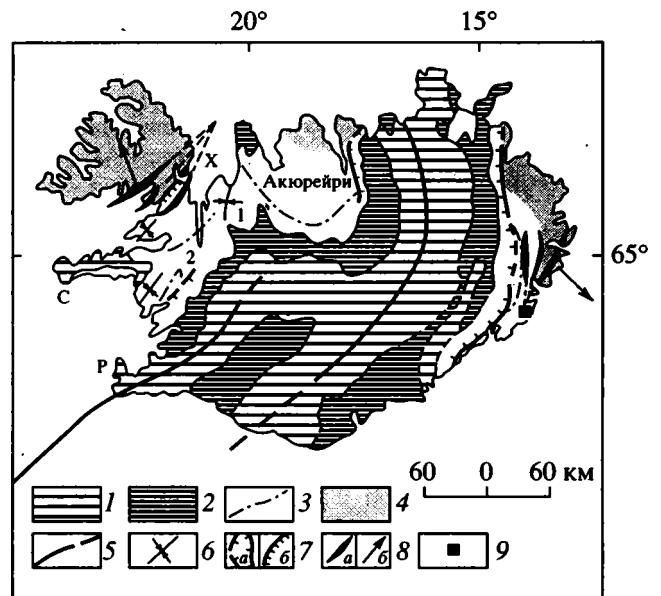


Рис. 2. Схема главных структурных элементов Исландии, по [5]

1 – неовулканическая зона (поздний плейстоцен - голоцен; <0.7 млн. лет); 2 – плиоцен (верхний миоцен-плиоценовый комплекс; 3, 4 – миоценовые комплексы, породы с возрастом: 3 – 5 - 10 млн. лет (показано положение изохроны 7 млн. лет), 4 – >10 млн. лет; 5 – ось современного спрединга; 6 – осевые линии “брошенных” рифтовых зон; 7 – флексуры, заложившиеся: а – 6.5, б – примерно 10.5 млн. лет назад; 8 – основные дайковые рой 8 - 10-й палеомагнитных эпох на северо-западе и востоке Исландии (а), направления вращения вмещающих их блоков (б); 9 – выход гранофилов. Цифры и буквы на схеме: 1 – “синклинали” (ось палеорифта) Хунаблони-Скаги, 2 – Боргарнесская “антиклиналь”, Р – п-ов Рейкьянес, С – п-ов Снайфельднес, Х – Хрута-фьорд.

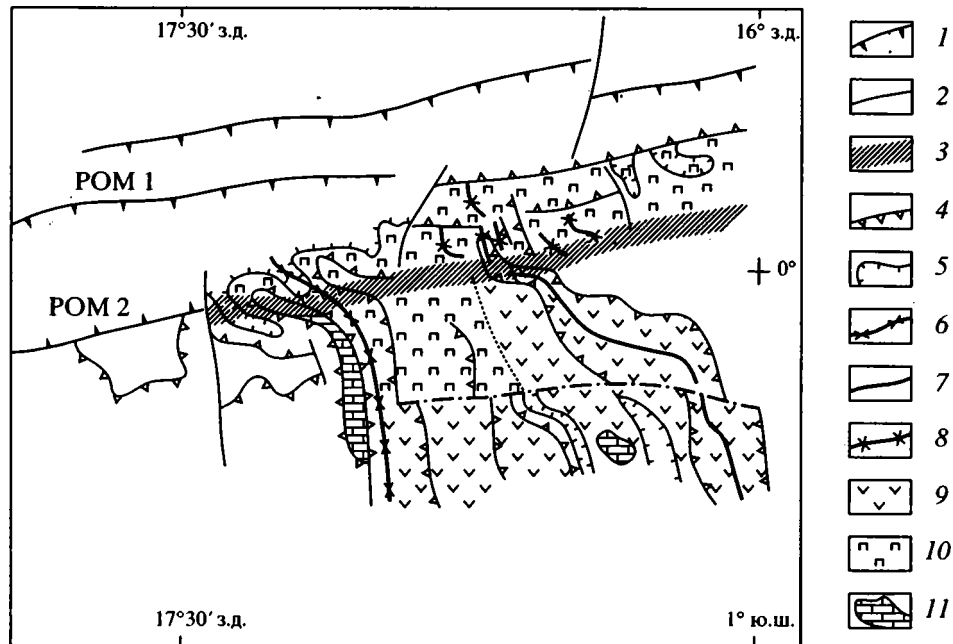


Рис. 3. Геолого-структурная схема района восточного сочленения рифта и разломной зоны Романш. Составлена по материалам 16-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, 1993 г. [9]

1 – разломы зоны Романш; 2 – малоамплитудные поперечные разломы; 3 – зарождающийся поперечный разлом зоны Романш; 4, 5 – выраженные в рельефе: 4 – сбросы и флексуры, 5 – тектонические впадины и грабены; 6 – 8 – оси рифтов: 6 – “брошенного”, 7 – современного активного, 8 – зоны рассеянного спрединга; 9 – 11 – области преимущественного распространения: 9 – базальтов, 10 – гипербазитов, 11 – карбонатных пород; ROM 1 – опущенное крыло разлома Романш-1; ROM 2 – дно трога разлома Романш-2.

начиная с 11.8 млн. лет. Суммарная амплитуда перемещения оси спрединга в юго-восточном направлении составляет 120 - 140 км. Таким образом, в обоих рассмотренных примерах среднеамплитудного джампинга перемещение оси спрединга в восточных румбах происходит в виде неоднократных частных скачков, амплитуда каждого из которых составляет несколько десятков километров.

С.Г. Самыгин провел анализ магмоподводящих дайковых роев, сопровождающих каждый из “брошенных” рифтов. Некоторые участки этих роев представляют собой типичный комплекс “дайка в дайке”, подобный описанному для Южного Урала. Простираения этих роев закономерно меняются от северо-западного для молодых роев к север-северо-западному в древних. Это позволило предположить, что джампинг происходил в пределах блока коры, испытывающего постепенный разворот по часовой стрелке. Был установлен полюс вращения, который располагался несколько севернее (см. рис. 2).

Значительно труднее геологическими методами устанавливается джампинг в подводной части срединных хребтов. Хорошим примером структур подобного типа может служить зона восточного пересечения Срединно-Атлантического рифта с разломной зоной Романш в экваториальной Атлантике, впервые описанная Э. Бонатти с коллегами [13]. В 1993 г. эта зона была подробно

изучена в 16-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (рис. 3). Результаты были недавно опубликованы [7], что позволяет изложить материал максимально кратко. Современный рифт морфологически хорошо выражен в южной части. По направлению на север морфоструктура рифта расплывается. В южной части подняты базальты со свежими закалочными стеклами.

Расположенный западнее “брошенный” рифт хорошо выражен морфологически на всем протяжении. В его южной части на дне установлены осадки, что указывает на относительно более древний возраст этой структуры. Об этом же свидетельствует незначительная палагонитизация закалочных стекол базальтов, драгированных из рифта. Как известно, степень палагонитизации коррелируется с относительным возрастом базальтов. Перескок рифта на восток подразумевает, что между “брошенным” и современным рифтами базальты должны иметь более древний возраст, чем в обоих рифтах. Это хорошо доказано степенью палагонитизации стекол и возрастом известняков, перекрывающих базальты. Перескок оси спрединга произошел между ранним и средним миоценом. Амплитуда джампинга в восточном направлении достигает 70 км.

В 50 - 60 км западнее намечается еще одна рифтоподобная морфоструктура, параллельная описанным выше. Детальные батиметрические

данные имеются только в непосредственной близости к разломной зоне Романш, а драгировочные и другие косвенные данные для обоснования еще одного более раннего “шага” джампинга недостаточны, хотя нельзя отрицать и его возможность.

Имеются некоторые данные, позволяющие рассмотреть геологические процессы, проходящие в момент среднеамплитудного джампинга. Рассмотрим приведенный выше пример девонского джампинга на Южном Урале (см. рис. 1). Дайковые комплексы более древней и более молодой оси спрединга разделены телом габбро. Это габбро имеет явный активный контакт с дайками древней оси спрединга, располагавшейся, судя по ориентировке закалок, западнее. В другом контакте габбрового тела с дайками более молодой оси спрединга наблюдается обратная картина. Дайки отчетливо прорывают габбровые породы и образуют на контакте с ними хорошо выраженную эндоконтактовую закальную зону. Полуайки молодого комплекса имеют западные активные контакты, и ось молодого спрединга расположена восточнее. Восточное продолжение относительно более молодой зоны спрединга относительно более молодой зоны спрединга хуже обнажено. Однако, судя по отдельным фрагментам, дайковый комплекс этого шага спрединга продолжается примерно на 10 км. На восточном его ограничении вновь появляются габброиды. Можно предположить, что до раздвигания и формирования даек молодой зоны спрединга габброиды западного и восточного ограничений этой зоны представляли собой единое тело, которое было разорвано и раздвинуто в процессе спрединга. При такой трактовке джампинг начинается с внедрения габброидов в более древнюю океаническую кору вплоть до дайкового комплекса основания второго слоя. Эти габброиды как бы представляют собой эмбриональную стадию формирования новой оси спрединга. По мере последовательного раздвигания габброиды разрываются, а их разорванные части дрейфуют в противоположные стороны от оси спрединга. Пространство между ними последовательно заполняется полуайками молодого комплекса даек.

Интересные данные были получены в процессе изучения восточного сочленения (интерсекта) рифта с трансформным разломом Зеленого Мыса в Центральной Атлантике. В результате работ, проведенных в 3-м и 15-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” и в 9-м рейсе НИС “Антарес”, был собран материал, позволивший составить среднемасштабную геологическую карту этого сочленения. Более подробно результаты работ изложены в статье, которая выйдет из печати в ближайшее время. Здесь мы рассмотрим только те данные, которые проливают свет на интересующую нас проблему.

Рифт и его фланги построены асимметрично (рис. 4). Западное крыло рифта крутое, в основа-

нии склона обнажаются гипербазиты, габброиды и выше базальты. Восточное крыло более пологое и сложено, как и днище рифта, базальтами. Западный фланг рифта на всем изученном протяжении поверхности дна сложен базальтами, относительный возраст которых последовательно удревняется по направлению на запад от рифта. На восточном фланге откартирована крупная куполовидная структура (диапир), ядро которой сложено мантийными гипербазитами. Гипербазитовое ядро диапира обрамлено прерывистой цепочкой апогаббровых динамометаморфических пород, содержащих в реликтах неметаморфизованные габброиды. Метаморфизм колеблется от верхов амфиболитовой до низов зеленосланцевой фации. Предполагается, что метаморфические породы формировались в процессе проникновения мантийного диапира в океаническую кору. Рамой мантийного диапира были неметаморфизованные базальты. Они же образуют отдельные пакеты потоков на мантийном диапире.

Характерная особенность рассматриваемого интерсекта заключается в том, что свежие базальты рифтовой долины продолжают в разломном трого трансформы не в активную его часть, как бывает в интерсектах довольно часто, а на восток, в пассивную часть трого.

Базальты рассматриваемого фрагмента рифта по геохимическим особенностям относятся к обогащенному типу. Обогащенные базальты прослеживаются далеко на юг и образуют так называемую геохимическую аномалию Буго [14]. Интересно, что на рассматриваемом отрезке рифта максимум аномалии Буго не совпадает с рифтом, а смещен на его восточный фланг. В этом же направлении смещены максимальные значения теплового потока [3].

Скорее всего, такие аномальные черты строения рифтовой зоны связаны с тем, что в настоящий момент происходит джампинг рифта в восточном направлении. Образование нового рифта предваряется формированием мантийного диапира, вокруг которого в процессе диапиризма образуется динамометаморфическая “рубашка” из метаморфизованных габброидов третьего слоя. Базальты новой формирующейся оси спрединга не имеют единой зоны магмовыведения, а по составу относятся к обогащенному геохимическому типу. Морфологически формирующаяся ось спрединга выражена пологим поднятием дна без сколько-нибудь заметной рифтовой впадины.

Рассмотренные примеры позволяют определить некоторые общие особенности среднеамплитудного джампинга. В отличие от крупноамплитудного джампинга конкретный “шаг” перескока оси спрединга не превышает нескольких десятков километров. Общую амплитуду джампинга определить значительно труднее. В рассмотренных примерах она может превышать сотню километров,

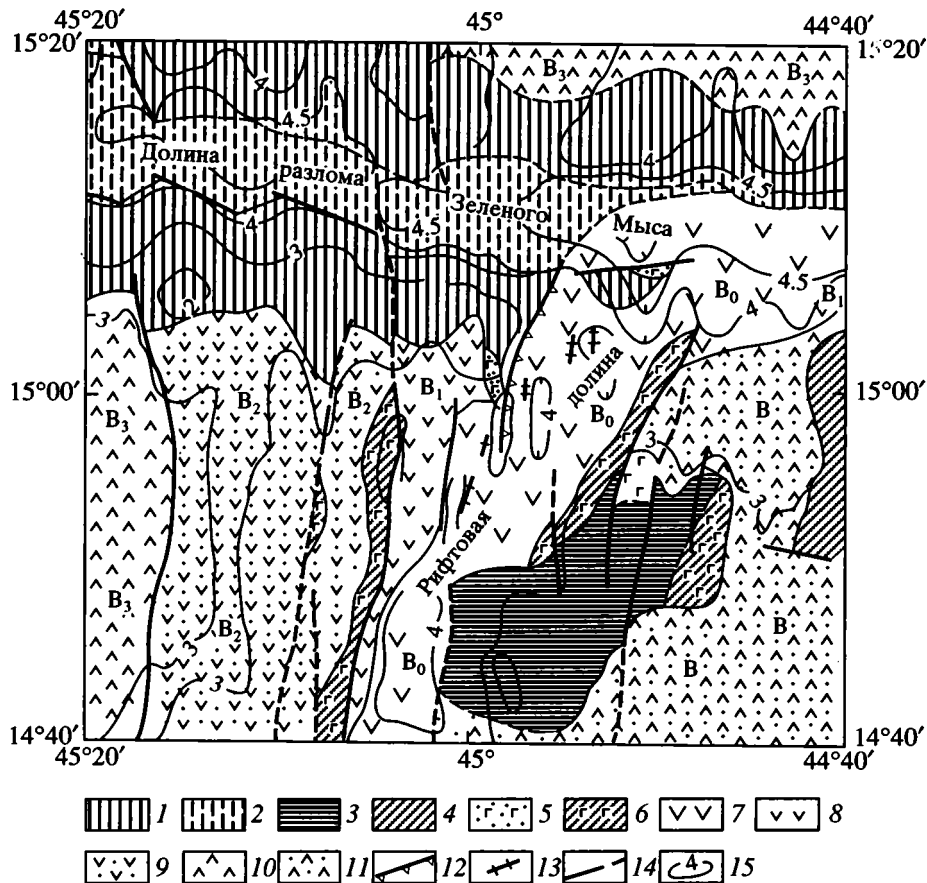


Рис. 4. Геологическая карта района восточного сочленения разлома Зеленого Мыса с рифтовой долиной. Составлена по материалам 15-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", 1992 г. Оригинал масштаба 1 : 250000

1 – габбро-гипербазитовый (гарцбургитовый) комплекс: гарцбургиты с отдельными телами габброидов, местами перекрытые потоками свежих и зеленокаменно измененных базальтов; 2 – то же в трог разломной долины; 3 – габбро-гипербазитовый комплекс: преимущественно гипербазиты в телах габброидов, местами перекрытые потоками базальтов; 4 – предполагаемые гипербазиты; 5 – расслоенный комплекс: габброиды и гипербазиты расслоенного комплекса с фрагментами долеритов и зеленокаменно измененных базальтов, перекрытые местами потоками свежих базальтов; 6 – метагабброидный комплекс: габбро и гипербазиты расслоенного комплекса, подвергшиеся политермальному динамометаморфизму, местами перекрытые потоками зеленокаменно измененных и свежих базальтов; 7 – 11 – базальты: 7 – со свежим стеклом (B_0), 8 – с начальной степенью палагонитизации стекла (B_1), 9 – с частичной палагонитизацией стекла (B_2), 10 – с полностью палагонитизированным стеклом (B_3); 11 – со степенью палагонитизации стекол, меняющейся по площади закономерно (B); 12 – глубинный срыв, установленный по данным погружений "Nautil"; 13 – вулканические гряды в рифтовой зоне; 14 – разломы; 15 – изобаты (в тыс. метров).

но надо иметь в виду, что не все "шаги" джампинга доступны наблюдению и на самом деле эта амплитуда может быть больше. При среднеамплитудном джампинге ось спрединга перемещается параллельно существовавшей ранее, т.е. не наблюдается перестройки структурного плана, характерной для крупноамплитудного джампинга.

Имеющиеся геологические примеры свидетельствуют о том, что джампинг практически всегда многократен, состоит из нескольких последовательных "шагов" перескакивания. В описанных случаях это перескакивание происходит в восточном направлении. Формирование новообразованной оси спрединга начинается с образования мантийного диапира. Над этим диапиром, вероятно, изливались базальты, но, скорее всего,

единая зона магмовыведения отсутствовала, а спрединг носил диффузный (рассеянный) характер. Возможно, изливавшиеся при этом базальты относились к обогащенному геохимическому типу. Только позднее могла сформироваться нормальная рифтовая система.

Наиболее сложен вопрос о выделении джампинга малоамплитудного типа. Дело в том, что этот джампинг устанавливается почти исключительно в результате анализа линейных магнитных аномалий, а не по геологическим данным. Вероятно, в эту группу могут частично войти и структуры среднеамплитудного джампинга, но сейчас разделить их не представляется возможным. Возникает естественный вопрос: почему геологически обоснованный среднеамплитудный

джампинг не отражается в поле линейных магнитных аномалий? Если для приэкваториальной части это объясняется невозможностью выделения линейных аномалий, то для окружения Исландии симметричная картина распределения линейных аномалий совершенно непонятна. Тем более, что такая характерная аномалия, как пятая, трасируется почти до береговой линии Исландии, но хорошо известно, что в результате джампинга соответствующие этой аномалии породы 9-й палеомагнитной эпохи повторяются на острове многократно. Вероятнее всего, для уверенного выделения джампинговых структур нужны достаточно детальные магнитометрические исследования, а не отдельные разобщенные профили. Действительно, проведение таких работ сразу же позволило выявить перескакивание оси спрединга.

Детальные работы позволили говорить о латеральной и продольной локальной нестабильности спрединга для быстроспрединговых [18] и медленноспрединговых хребтов [1, 2, 23]. Эта нестабильность проявляется в мгновенных перескоках осей спрединга, что фиксируется по сдвиганию одноименных линейных аномалий с одной стороны современного рифта и отсутствия этих аномалий с другой. Амплитуда перескока в медленноспрединговом Срединно-Атлантическом хребте составляет до 10 - 15 км.

На рис. 5 показаны примеры интерпретации магнитных аномалий над осевой частью Срединно-Атлантического хребта между трансформными зонами Марафон и Кейн (12° - 24° с.ш.). Видно, что мгновенные перескоки оси спрединга осуществляются не только на восток, но и на запад. Так, на рис. 5а авторы [2] выделяют ранний джампинг на запад (сдвигание аномалии 2) и более поздний на восток (сдвоенные аномалии J). На рис. 5б выявлен один перескок на восток (сдвигание аномалий J). Рассчитано [2], что продолжительность существования стабильной системы не превышает нескольких сотен - полутора миллионов лет. Нестабильными системы спрединга оказались и вдоль оси хребта. Даже на сравнительно коротких участках между трансформными разломами фиксируется изменение времени осуществления мгновенного джампинга [2]. Не имея геологических примеров джампинга такого типа, трудно выделить генетические черты этих структур. Однако мне кажется, что, несмотря на возможность неправомерного включения в этот тип частично и среднеамплитудного джампинга, малоамплитудный джампинг заслуживает выделения в самостоятельную группу.

Проградация рифтов

Предварительно следует оговориться, что под проградацией рифта не имеется в виду последовательное раскрытие океана в целом. Разумеется,

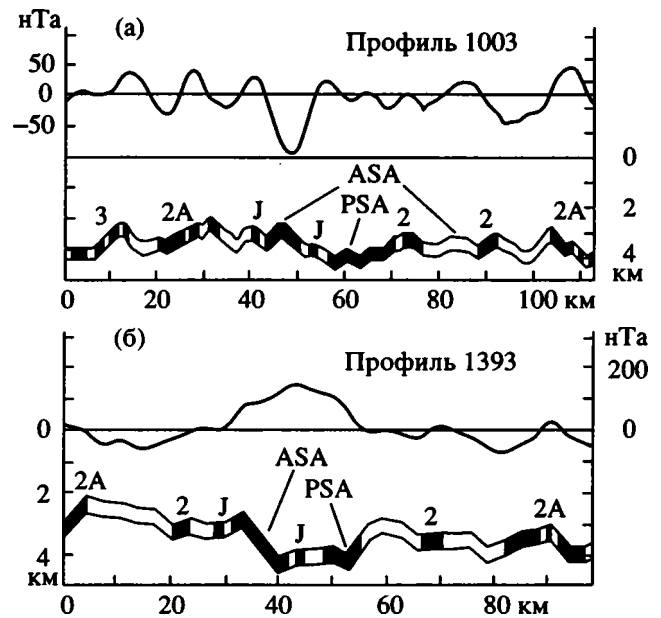


Рис. 5. Примеры интерпретации магнитных аномалий над рифтовой долиной САХ между трансформными зонами Марафон и Кейн (12° - 24° с.ш.), по [2] "Мгновенные" оси раскрытия: ASA - древние; PSA - современные. Цифровые и буквенные обозначения на профилях - магнитные аномалии.

такие движения можно рассматривать как проградацию, но проградацию океана как такового. В данной работе будет рассмотрена только проградация самого рифта.

В пределах Срединно-Атлантического хребта такая структура описана в цитированной выше недавно опубликованной статье по разломной зоне Романш [7]. Здесь приведен пример рифта, проградировавшего в северном направлении (см. рис. 3). В рифте выделяются три отрезка. Южный, расположенный южнее небольшого поперечного разлома, представляет собой хорошо выраженный морфологический рифт, борта и днище которого сложены свежими (молодыми) базальтами, геохимически отвечающими нормальным толеитам. Более северный сектор, ограниченный с севера зарождающимся поперечным разломом, морфологически выражен менее четко, хотя в целом ему отвечает пологая депрессия, также выполненная базальтами, но уже имеющими геохимические характеристики обогащенных или даже субщелочных базальтов. Наконец, севернее коленообразного изгиба, отвечающего зарождающемуся поперечному разлому, единая рифтовая зона отсутствует. Морфологически здесь распространены многочисленные грабены, которые не укладываются в единую структуру. Судя по многочисленным датировкам, базальты здесь практически отсутствуют и дно сложено целиком мантийными гипербазитами. Представляется, что

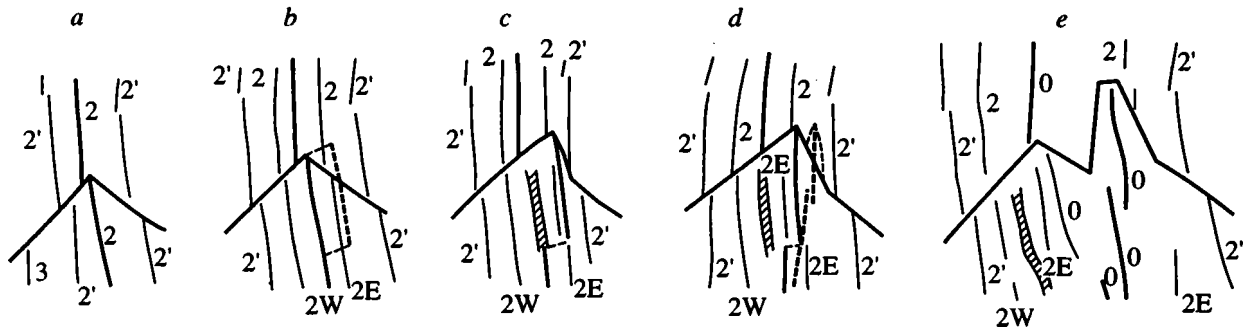


Рис. 6. Стадии развития проградирующей системы, по [15]: а – 1.9 млн. лет; б – 1.5 млн. лет; в – 1.2 млн. лет; д – 0.8 млн. лет; е – современное положение

Толстая черная линия – активная ось спрединга; толстая пунктирная линия – закладывающаяся новая ось спрединга после джампинга; косяя штриховка – “брошенная” ось спрединга. Индексами 2W и 2E обозначены соответственно западная и восточная аномалии момента активного образования аномалии 2.

мы имеем дело с проградирующим на север рифтом. Южному сегменту отвечает наиболее развитая система рифта. Средний сегмент соответствует зоне проградации с ее субщелочным магматизмом, а северный сегмент не имеет сколько-нибудь единой морфологической структуры. Эта часть проградирующего рифта по морфологии несет все черты рассеянного (диффузного) спрединга. Важно, что именно в этой части проградирующей системы спрединг не сопровождается излиянием лав второго и формированием третьего “габбрового” слоя (“сухой” спрединг).

Намечается определенная аналогия между стадиями развития среднеамплитудного джампинга и этапами проградации рифта. На начальных этапах того и другого процесса наблюдается мантийный диапиризм (мантийный диапир и рассеянный спрединг при джампинге и “сухой” рассеянный спрединг на мантийной гипербазитовой матрице на наиболее ранней стадии проградации), со следующим эволюционным этапом связано проявление обогащенных и субщелочных базальтов, и, наконец, развивается нормальная рифтовая морфоструктура с толейтовыми базальтами. Различие заключается в том, что при джампинге эти процессы сменяются вкрест простиранья рифтовой системы, а при проградации – вдоль нее.

Проградация рифта, сопровождаемая среднеамплитудным джампингом, описана в Южной Атлантике между 8° и 9° ю.ш. непосредственно восточнее о-ва Вознесения [15]. В основу положены детальные магнитометрические и батиметрические исследования, проведенные на полигоне размером 1° на 1°. По мнению авторов, выделяется несколько этапов проградации и джампинга рифта (рис. 6). По мере продвижения рифта на север происходит последовательное, по крайней мере, трехкратное перескакивание зоны магмовыведения (рифта) в восточном направлении.

После первого скачка, сопровождавшего незначительную проградацию на север, новообра-

зованная рифтовая зона оказалась восточнее 2-й восточной магнитной аномалии (см. рис. 6, б). На следующей стадии рифт существенно продвигается на север (см. рис. 6, в). В дальнейшем аналогичный процесс повторяется, и опять проградации рифта предшествует его восточный джампинг (см. рис. 6, д, е). В результате получается сложная картина с характерными косыми разломами, ограничивающими блок с проградирующей рифтовой системой. Эти косые разломы хорошо видны на батиметрической карте по резкому обрыву морфоструктур, параллельных осевой зоне хребта. По косым разломам обрываются или несколько смещаются линейные магнитные аномалии. Перескакивание рифта, сопровождающее проградацию, возможно, распространенный случай. Напомню, что проградация рифта на север в зоне разлома Романш также сопровождается восточным джампингом оси спрединга (см. выше).

Косые разломы, фиксирующие проградацию рифта, описаны южнее разлома Кейн [17]. Как и в предыдущем примере, косые структуры выражены линией, по которой одновременно обрываются продольные поднятия и прогибы, или неглубокой депрессией, которая косо пересекает продольные структуры. По этой же линии прерываются и несколько смещаются линейные магнитные аномалии. Начало проградации фиксируется уже на уровне 4-й аномалии (7 млн. лет), а ее конец на уровне аномалии 3 (4.5 млн. лет). В результате такой проградации (в данном случае на юг) трансформный разлом, некогда ограничивавший сегмент рифта с юга, был в процессе проградации разорван и западный и восточный отрезки трансформы оказались разделенными молодой океанической корой с возрастом менее 4.5 млн. лет. В отличие от предыдущего примера, проградация рифта не сопровождалась его джампингами. Аналогичная проградирующая на юг рифтовая система описана для северного сегмента рифта, прилегающего к зоне разлома Романш (западный

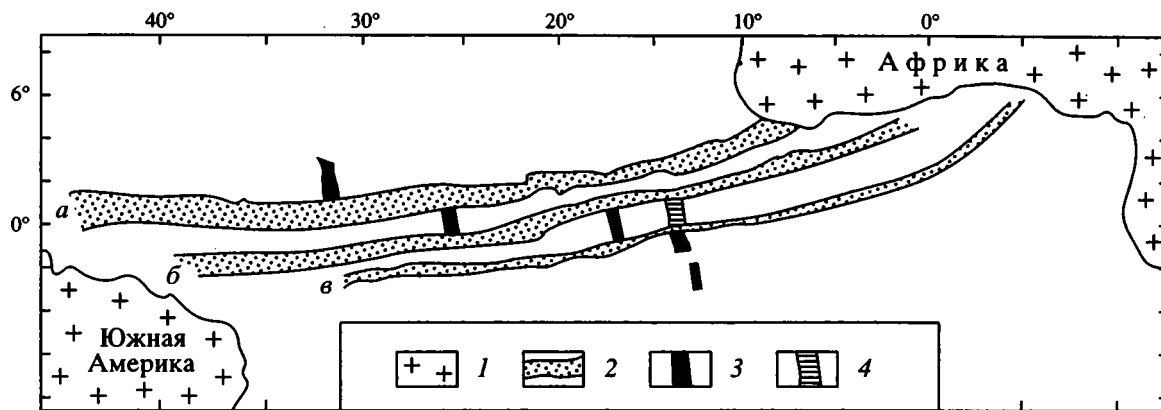


Рис. 7. Предполагаемая реградиация рифта между разломами Романш и Чейн. Использованы материалы [11]

1 – континентальная кора Южной Америки и Африки; 2 – долины трансформных разломов (а – Сан-Паулу, б – Романш, в – Чейн); 3 – активные рифты; 4 – участок реградиации рифта.

интерсект) [7]. При этом также происходит разрыв древнего трансформного разлома. Проградации рифтовых систем и осей спрединга описаны не только в Атлантике, но и в Тихом океане [20, 21].

Поскольку проградация рифта – довольно распространенное явление, можно было бы ожидать и обратное явление – реградиацию рифта. Однако я не знаю достаточно убедительных описаний структур подобного типа. Возможно, реградирующим рифтом окажется глубокая долина, расположенная на северном продолжении восточного интерескта разлома Чейн (рис. 7). Эта морфоструктура по форме похожа на рифт, имеет крутые склоны и выположенное днище. В работе [7] она рассматривается в качестве рифта, примыкающего к зоне разлома Романш с юга. В 1994 г. в 18-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в месте пересечения предполагаемого рифта с зоной разлома Романш была поднята одна драга, переполненная марганцевыми конкрециями, в ядрах которых встречены обломочки эффузивов. Конкреции и марганцевые корки говорят об относительно древнем возрасте лав и, соответственно, самой рифтоподобной структуры. Ее продолжением южнее разлома Чейн является современный рифт с молодыми вулканами. При такой трактовке древний рифт между разломами Чейн и Романш следует рассматривать как участок реградации южного сегмента рифтовой системы. Разлом Чейн в этом случае является новообразованной структурой.

Таким образом, рифтовая система нестабильна в пространстве не только вкрест, но и вдоль ее простирания.

Поперечные (трансформные) разломы

Вопросы стабильности и нестабильности в пространстве поперечных разломов – тема отдельной статьи. Сюда входят очень разные по истории и ге-

незису образования. Ю.М. Пущаровский выделил среди них разломы первого порядка – демаркационные разломы, имеющие длительную историю и проходящие через океан и смежную часть континента [8, 10]. К таким разломам относится разлом Романш в Экваториальной Атлантике.

Разлом Романш имеет продолжение на Африканском континенте (трог Бенуэ) и достаточно древнюю историю. На это, в частности, указывает существование аномально древних тектонических линз, обнаруженных в зоне разлома, вблизи осевой части хребта. Одна из таких линз описана несколько восточнее восточного интерескта. Она сложена осадочными породами, содержащими фауну раннего мела [13]. Осадки смяты в нерегулярные (подводно-оползневые?) складки. Тектонические линзы подобного типа, скорее всего, представляют собой реликтовые блоки африканской континентальной окраины, “застраившие” в зоне взбросо-сдвига Палеороманш (Романш-1 на рис. 8) в процессе раздвигания Африканской и Южно-Американской плит. Существование таких блоков указывает, что в раннем мелу разлом Романш-1 уже существовал.

В работе [7] показано, что положение разлома во времени несколько меняется (см. рис. 8). Относительно более древний разлом (Романш-1) имеет почти широтное простирание. Современный разлом (Романш-2) ориентирован под острым углом к нему. Небольшое расхождение в простираниях того и другого разломов может объясняться смещением к северу полюса вращения Африкано-Европейской и Северо-Американской плит в процессе продвижения на восток раскрывающейся структуры хр. Гаккеля. Однако перемещение разломного трога в этом случае очень незначительно. Иными словами, демаркационный разлом Романш являет собой пример очень консервативной структуры, некоторое изменение формы которой

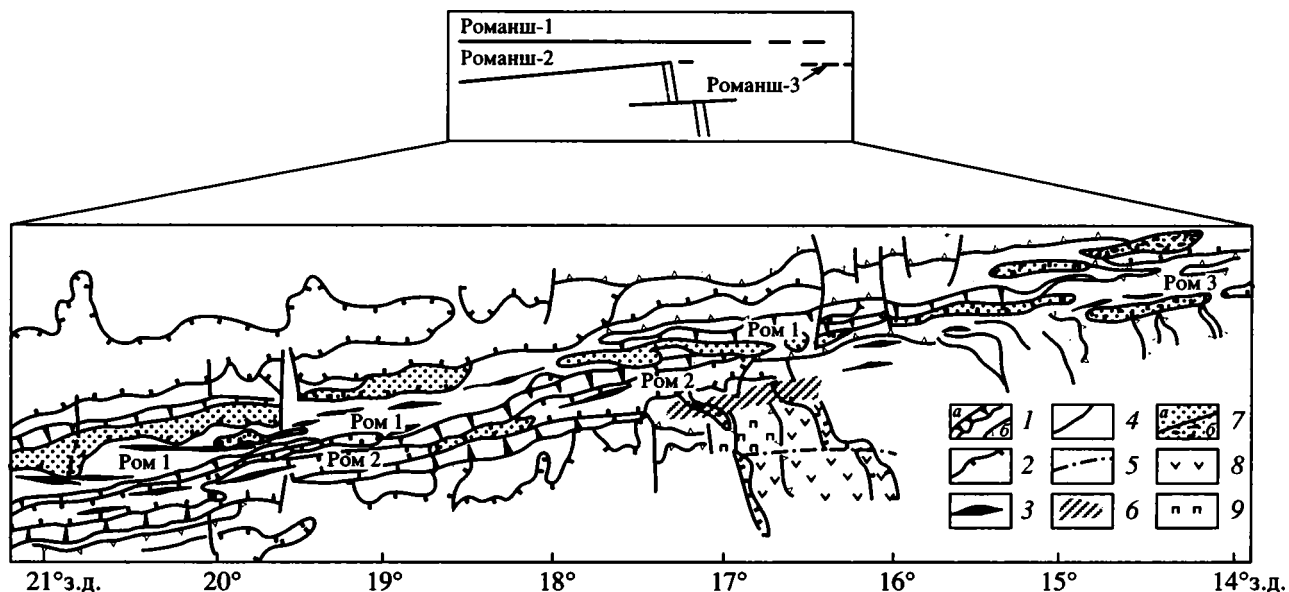


Рис. 8. Тектоническая схема разломной зоны Романш. Составлена по данным 16-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", 1993 г.

1 – тектонические эскарпы: а – крутые, б – пологие (линии отвечают верхнему перегибу склона; длина треугольников пропорциональна превышению, толщина – углу склона); 2 – граница горизонтальной или наклонной структурной террасы (нижний перегиб склона); 3 – линейные тектонические поднятия; 4 – другие структурные линии; 5, б – трансформные разломы: 5 – малоамплитудный, б – формирующий; 7 – впадины с осадочным чехлом: а – горизонтальным, б – деформированным внизу и горизонтальным вверху; 8, 9 – области распространения: 8 – базальтов, 9 – перидотитов.

связано с глубинными процессами раздвигания литосферных плит.

Разлом Вима не относится к категории демаркационных структур. Как было показано в работах [12, 25], демаркационные структуры имеют глубокие сейсмические корни в пределах мантии, чего не наблюдается в других поперечных разломах. По данным [25], южнее современного разло-

ма Вима фиксируется по крайней мере три более древних разлома, располагающихся почти параллельно современному. Эти древние разломы последовательно сменяют один другой с юга на север. Размер скачков ("шагов") перескакивания достигает 20 - 50 км (рис. 9). Приведенных данных явно недостаточно для решения вопроса о стабильности и нестабильности пространственного положения поперечных разломов, однако совершенно очевидно, что эти структуры имеют различные законы развития.

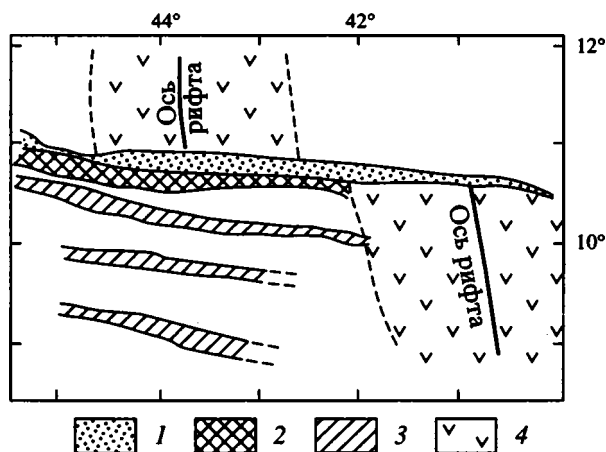


Рис. 9. Современный и палеоразломы Вима, по [12] 1, 2 – современный разлом Вима: 1 – долина, 2 – хребет; 3 – долины палеоразлома Вима; 4 – молодая океаническая кора.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Изложенные факты свидетельствуют о том, что на поверхностном уровне одна из главнейших границ плит – дивергентная – нестабильна во времени и в пространстве. Границы плит могут менять свое положение в процессе становления новой океанической коры. Главный вывод сводится к тому, что изменения положения границы плит не подчиняются единому закону и не связаны лишь с одной функциональной зависимостью, что отражает нелинейный характер геодинамического поведения этой тектонической структуры. Совершенно очевидно, что перемещения в пространстве границ новообразующей океанской коры не могут быть объяснены простым раздвиганием литосферных плит на дивергентных границах.

Следует искать дополнительные независимые механизмы, сочетание которых корректно опишет изложенные выше особенности. Разумеется, трудно ожидать, что все такие механизмы могут быть восстановлены. Однако проведенный анализ позволяет надеяться, что некоторые из них можно наметить.

Спрединг и образование новой океанической коры не могут осуществляться без подтока глубинного мантийного материала независимо от того, какой механизм этого подтока мы принимаем: конвекционные ячей или вертикально восходящие астенолиты. Я пытался показать, что существует по крайней мере три типа неустойчивости, свойственные границе раздвигающихся плит. Крупноамплитудное перемещение дивергентных границ, с которыми связаны перестройки структурного плана, естественно связывать с перестройками в глубинных геосферах Земли, например, системы конвекционных ячеек или других систем восходящих потоков мантийного материала. Значительно сложнее объяснить среднеамплитудные перескакивания осей спрединга. Быстрые латеральные перемещения восходящих глубинных мантийных потоков (восходящих ветвей конвекции) маловероятны, так как в этом случае придется допускать, что горизонтальная амплитуда перемещения на несколько порядков меньше вертикальной. Устойчивый восточный вектор латерального перемещения осей спрединга, равно как и последовательные "шаги" джампинга, вероятнее всего, связаны с тектонической расслоенностью литосферы и ротационными силами.

Предполагается, что верхняя оболочка литосферы (кора?) при вращении "отстает" от более глубоких мантийных частей, где зоны вертикального мантийного потока достаточно стабильны в пространстве. В верхней литопластине мы видим "следы" такого отставания, которые выражены последовательным восточным перескакиванием оси спрединга. Достаточная для этого величина ротационных сил обоснована в последних работах М. Гасперини [16]. Необходимый для проскальзывания маловязкий слой в верхах литосферы может быть связан с серпентинизацией или с резким уменьшением вязкости, которое предполагается многими исследователями на глубинах 15 - 20 км [4].

Ротационный эффект, таким образом, может рассматриваться в качестве второй независимой переменной, определяющей поверхностное поведение глубинной дивергентной границы плит. При такой трактовке находят объяснение геохимические особенности магматизма (появление обогащенных базальтов) в момент джампинга, так как зона магмогенерации нового рифта на раннем этапе оказывается на большей глубине. Вероятно, сочетание глубинного и ротационного

факторов обусловило также процессы проградации и реградации рифтовых зон.

Значительно труднее найти причины малоамплитудного джампинга. Этот процесс не имеет постоянного вектора, очень изменчив во времени и в пространстве и носит скорее характер закономерных флуктуаций. Малоамплитудный джампинг основан на анализе распределения линейных магнитных аномалий, которые напрямую связаны с инверсиями магнитного поля. Если правильны предположения о связи инверсий с процессами взаимоотношения ядра и мантии, то решение следует искать в сочетании этих процессов с какими-то иными, возможно, очень поверхностными.

Трансформные разломы – структуры полигенные. Скорее всего, демаркационные разломы окажутся достаточно устойчивыми в пространстве. Это подтверждается их большой глубиной [10]. Небольшие изменения положения отдельных частей таких структур, вероятно, связаны с глубинными процессами, которые определяют изменение направления перемещения литосферных плит и миграцию их полюсов вращения. Другие генетические типы поперечных разломов могут быть менее устойчивыми в пространстве.

В своей работе я пытался показать, что исторический принцип в расшифровке генезиса структур океанской коры еще далеко не исчерпан. Я хочу посвятить эту работу моему учителю Николаю Сергеевичу Шатскому.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14070).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплонов С.В., Попов Э.А.* Специфика магнитоактивного слоя и локальная неустойчивость спрединга Срединно-Атлантического хребта между 23° и 26° с.ш. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 3. С. 576-580.
2. *Аплонов С.В., Трунин А.А.* Миграция локальной неустойчивости спрединга вдоль оси дивергентной границы: Срединно-Атлантический хребет между трансформными разломами Марафон и Кейн // Изв. РАН. Сер. Физика Земли.
3. Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР. 1991. 192 с.
4. *Иванов С.Н.* Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3 - 14.
5. *Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гентнер А.Р., Дмитриев Ю.И., Золотарев Б.П., Самыгин С.Г.* Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 207 с.
6. *Перфильев А.С., Контева В.В., Куренков С.А.* Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19 - 33.

7. *Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н.* Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // *Геотектоника*. 1994. № 4. С. 3 - 14.
8. *Пуцаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // *Докл. РАН*. 1994. Т. 335. № 5. С. 616 - 620.
9. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Глубинность океанских поперечных разломов // *Докл. РАН*.
11. *Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницын Ю.Н., Пейве А.А., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н.* Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // *Докл. РАН*. 1993. Т. 329. № 1. С. 75 - 79.
12. *Bonatti E., Crone K.* Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near Oceanic transforms // *Nature*. 1982. Vol. 300. № 5890. P. 343 - 345. 25 November.
13. *Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G., Boudillon F., Argenio G., De Alteris G., Gasperini L., Gasperini M., Giraquinto G., Ligi M., Lodolo E., Mazarovich A., Peyve A., Sacchi M., Skolotnev S., Trofimov V., Turko N., Zakharov M., Auzende J.M., Mamaloukas-Frangoulis V., Searle R.C.* Geological Studies of the Romanche Transform (Equatorial Atlantic): a first report // *Giornale di geologia*. 1993. Ser. 3a. Vol. 53. P. 31 - 48.
14. *Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.G., Sobolev A., Joron J.L., Needham H.D.* Mantle heterogeneity from trace elements: NAR triple junction near 14°N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 88. № 1/2. P. 27 - 36.
15. *Brozena J.M., White R.S.* Ridge jumps and propagation in the South Atlantic Ocean // *Nature*. 1990. Vol. 348. P. 149 - 152.
16. *Gasperini M.* Global forces on the Lithosphere // *Journ. of Geodynamics*. 1993. Vol. 17. № 3. P. 121 - 132.
17. *Gente P., Durand C., Pockalny R., Maia M., Aslanian D., Campan A., Leau H., Marion E., Seyler M.* Structures obliques sur les trancs de la dorsal medio-Atlantique: traces fossiles de la propagation le long de l'axe de segments d'accretion. Paris: C.R. Acad. Sci., 1994. Vol. 318. Scriell. P. 1239 - 1246.
18. *Hey R.N., Menard H.W., Atwater T.M., Caress D.W.* Charges in direction of seafloor spreading revisited // *JGR*. 1988. Vol. 93. P. 2803 - 2811.
19. *Labrecque J.L., Hayes D.E.* Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45. P. 411 - 428.
20. *Perran L.I., Macdonald K.C.* An overlapping propogating spreading center at 87°30'W on the Galapagos Spreading Center // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 121. P. 195 - 212.
21. *Rona P.A.* Oceanic ridge crest processes // *Rev. of Geophysics*. 1987. Vol. 25. P. 1089 - 1114.
22. *Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland // *Jokull*. 1980. Vol. 29. P. 7 - 28.
23. *Sempere I.-C., Macdonald K.C.* Marine tectonics: Processes at Mid-Ocean Ridges // *Rev. of Geophysics*. 1987. Vol. 25. P. 1314 - 1347.
24. *Shoberg T., Stein S.* Investigation of spreading center evolution by joint inversion of seafloor magnetic anomaly and tectonic fabric data // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 122. P. 195 - 206.
25. *Van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D.* The Vema Fracture Zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // *Mar. geophys. Res.* 1971. Vol. 1. P. 261 - 283.

History-Geological Approach Geodynamics Accurrences in the Ocean

A. S. Perfil'ev

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The paper is aimed to consider the degree of stability of divergent boundaries of present and past oceanic plates. In their surface projections, these boundaries are unstable, because spreading axes change their spatial position showing progradation and regradation. There are three classes of migration of spreading axes in space. The first is exemplified by high-amplitude (up to several hundreds kilometers) jumpings presumably related to the structural reorganization of mantle convection system. The second class comprises the medium-amplitude (up to one hundred kilometers) eastward jumpings of spreading axes, or their progradations and regradations that seems to be caused by tectonic sheeting of lithosphere and rotational slipping of an upper lithosheet relative to the lower one, where axes of spreading and magma generation are spatially stabilized. The third class corresponds to irregular jumpings of low amplitudes. Despite the genetic hypothesis, divergent boundaries of oceanic plates are unstable in space, and this instability does not obey to linear dependence.

УДК 551.242.2(267)

ТЕКТОНИКА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 1995 г. Ю. М. Пушаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 16.08.94 г.

В Индийском океане за пределами спрединговых хребтов по особенностям тектоники и геодинамики выделяется 4 крупных области: Мадагаскарско-Сейшельская, Центральноиндийская, Австралийская и Кергеленская. Демаркационная разломная зона Амстердам, пересекающая Главную рифтовую систему, разграничивает весьма разные по структурному развитию западную и юго-восточную части океана. Важное тектоническое значение имеют также две другие демаркационные разломные зоны: Оуэн и Австрало-Антарктическая. Западно-Индийский хребет – наиболее молодой элемент Индоокеанской спрединговой системы, возникший в плиоцене (?). Он простирается до крупного разлома Принс Эдуард, а далее до района о-ва Буве прослеживается особая зона геодинамической трансформации между окончаниями Южно-Атлантического и Западно-Индийского хребтов. Индийский океан – ясный пример самоорганизации большого сегмента океанической коры. Главные современные структурные черты этот сегмент приобрел в кайнозое. Характерной чертой Индийского океана является структурная рассогласованность океанского дна.

Каждый из океанов обладает свойственной лишь ему одному важнейшей геологической особенностью. Тихий океан вписан в кольцо наиболее мобильных на Земле тектонических зон с проявлением мощных вулканических и сейсмических процессов. Атлантический океан имеет в плане S-образную форму, а облик его определяется простирающимися в срединной части Срединно-Атлантическим хребтом. Индийский океан не имеет ни той, ни другой особенности; его отличают весьма прихотливый общий контур и резко выраженная внутренняя структурная рассогласованность.

Площадь Индийского океана 76.2 млн. км², что составляет 21.1% от площади Мирового океана. Средняя глубина 3711 м.

Океан отличается относительно большим по сравнению с другими распространением фрагментов континентальных структур. Этот факт для некоторых авторов служит базисом, на который опирается представление о происхождении Индийского океана путем погружения и океанизации континентальных масс [27]. Однако господствующими идеями являются мобилистские и в особенности идеи тектоники литосферных плит.

Лучшим картографическим отображением морфоструктур дна Индийского океана является 5-е издание карты ГЕБКО м-ба 1 : 10 000 000 [38]. Г.Б. Удинцев, основываясь на этой карте, дал информативное описание рельефа океанского дна [27]. Обоими этими трудами автор широко пользуется. Необходимо также отметить чрезвычайно важную работу В.А. Крашенинникова, заключающую основы стратиграфии Индийского океана [6].

Тектонические публикации по Индийскому океану, если оставить в стороне плейттектонику, ис-

числяются очень небольшим количеством. Общих же тектонических работ, охватывающих океан в целом, имеется совсем мало, причем это не отдельные публикации, а главы в обобщающих книгах. Насколько бедна тектоническая литература по Индийскому океану, можно проиллюстрировать обстоятельной библиографией, составленной на конец 80-х годов и помещенной в сводке [27]. Из списка в 490 названий со словом “тектоника” в заглавии имеется лишь одна русская работа [19] и две иностранные [36, 41]. Весьма характерно, что они очень давние: 1955, 1965 и 1973 гг. Из этого видно, что плейттектоника, а соответствующая литература весьма обширна, практически полностью вытеснила геотектонику. Однако в последние годы тектонические нарушения начали снова привлекать к себе внимание, и соответствующим работам ниже будет уделено особенное внимание.

В дополнение к сказанному отметим, что в 1975 г. был издан “Геолого-геофизический атлас Индийского океана” [2] – издание, конечно, полезное, но уже требующее существенной модернизации.

Автор не впервые обращается к проблемам тектоники Индийского океана [14, 16, 19], но в предлагаемой публикации это будет сделано более основательно.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ

Если для Тихого и Атлантического океанов обследование естественных структурных областей не представляет трудной задачи, то в случае Индийского океана из-за рассогласованности тектонического плана сделать это сложно и возможно лишь с немалой долей условности. В основе предлагаемого районирования лежат структурно-морфологический

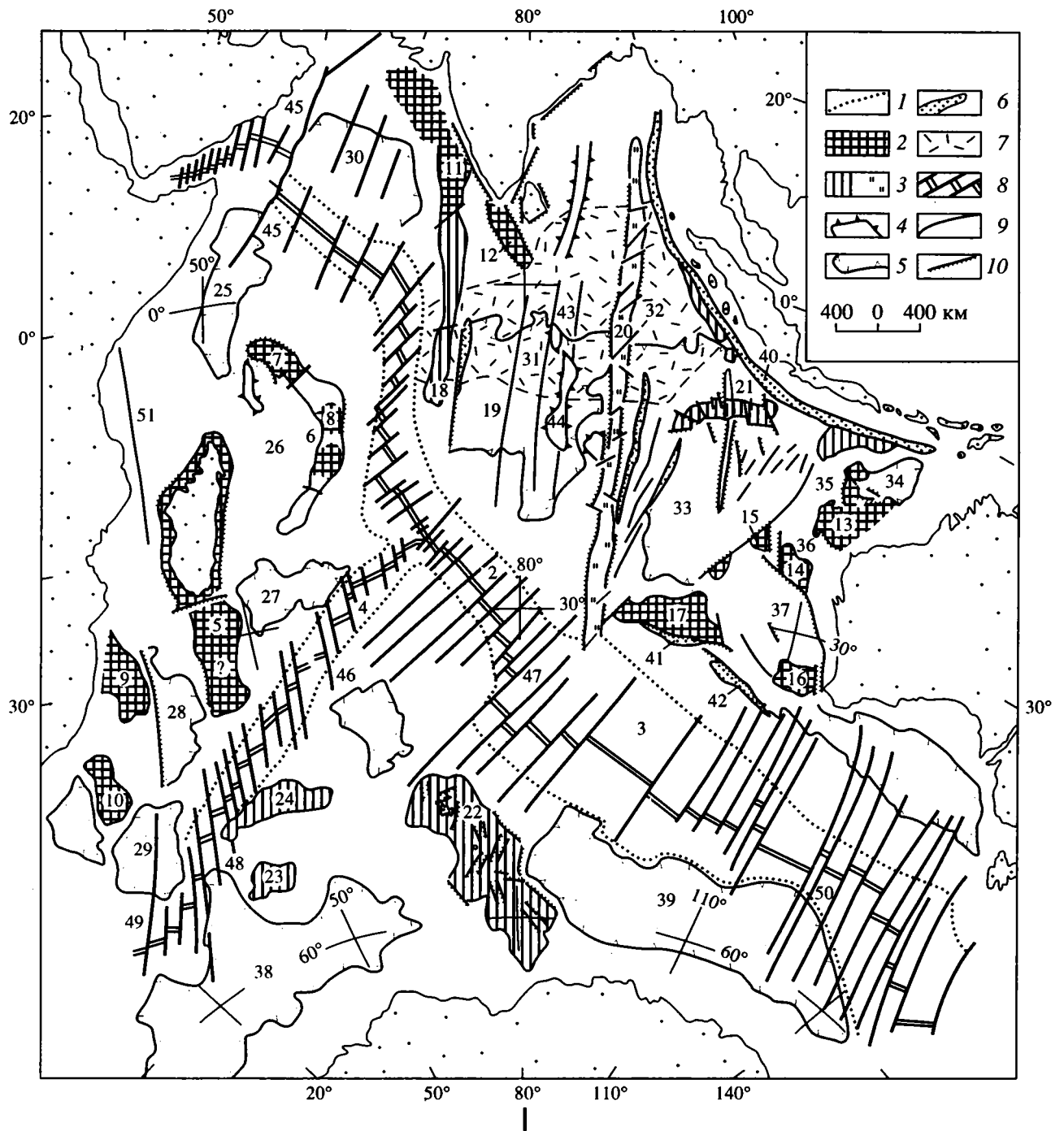


Рис. 1. Схема тектоники Индийского океана

1 – ограничения срединных хребтов; 2 – фрагменты континентальной коры – поднятия: 5 – Мадагаскарское, 6 – Маскаренское, 7 – Сейшельский блок, 8 – блок Сайя де Малья, 9 – Мозамбикское, 10 – Агульяс, 11 – Лаккадивское, 12 – Коморин, 13 – Эксмут, 14 – Кювье, 15 – Зенит (Валлаби), 16 – Натуралстов, 17 – Брокен (Западно-Австралийский); 3 – океанические поднятия разных типов: 18 – Чагос, 19 – хребет 79°, 20 – Восточно-Индоеоанское (хребет 90°), 21 – Кокосовое, 22 – Кергелен, 23 – Конрад, 24 – Дель-Кано; 4 – тектоно-вулканические поднятия: 43 – Афанасия Никитина, 44 – Ланка; 5 – наиболее глубокие части океанических впадин (впадины: 25 – Сомалийская, 26 – Маскаренская, 27 – Мадагаскарская, 28 – Мозамбикская, 29 – Агульяс, 30 – Аравийская, 31 – Центральная, 32 – Кокосовая, 33 – Западно-Австралийская (Уортон), 34 – Арго, 35 – Гаскойн, 36 – Кювье, 37 – Пертская, 38 – Африкано-Антарктическая, 39 – Австрало-Антарктическая); 6 – глубоководные желоба разных типов: 40 – Зондский, 41 – Оби, 42 – Диамантина; 7 – область “внутриплитных деформаций”; 8 – срединговые хребты и поперечные разломы: 1 – Аравийско-Индийский (Карлсберг), 2 – Центральноиндийский, 3 – Австрало-Антарктический, 4 – Западно-Индийский; 9 – разрывные нарушения (некоторые разломы и их системы: 45 – система Оуэн, 46 – Атлантис II, 47 – система Амстердам, 48 – Принс Эдвард, 49 – Дю Тойт, 50 – Австрало-Антарктическая система, 51 – Дэви); 10 – сбросы.

подход, в сочетании с геодинамическим, в той мере, в какой тектонические элементы или их сочетания отражают геодинамические обстановки.

От северного окончания Красного моря через Аденский залив и далее на юго-восток через весь океан вплоть до Австрало-Антарктической группы меридиональных разломов простирается Главная индоокеанская рифтовая система (рис. 1). Если ее рассматривать на глобусе, то можно заметить, что простираение системы почти повторяет контур Срединно-Атлантической рифтовой системы. Кстати, и Яванский желоб, переходящий в Восточно-Пакистанский краевой прогиб, имеет конформную конфигурацию. В чем тут дело, пока не ясно.

Уже приходилось отмечать [17], что Срединно-Атлантическая рифтовая система фактически не является осью структурной симметрии океана. Что же касается Индоокеанской системы, то об этом вообще не приходится говорить. Только ее юго-восточная часть в этом смысле является исключением. Именно относительно Главной рифтовой системы ярче всего и видна структурная рассогласованность дна Индийского океана.

Общая длина рифтовой системы 22000 км. На отрезке между разломом Оуэн, отсекающим Аденский залив, и юго-восточным окончанием Индоокеанской рифтовой системы к югу от Австралии в ней выделяются три обособленных спрединговых хребта: Аравийско-Индийский¹, Центральноиндийский и Австрало-Антарктический. Аравийско-Индийский и Центральноиндийский хребты – высокие, относительно неширокие, сильно расчлененные разломами морфоструктуры, простирающиеся соответственно на 4500 и 2000 км. Скорость спрединга в их пределах не столь велика – 2.5 - 3.0 см/год [47]². По всем этим признакам они близки некоторым участкам Срединно-Атлантического хребта. Австрало-Антарктическое поднятие, наоборот, очень широкое, контуры его расплывчатые, расчлененность меньшая, и располагается оно на больших глубинах. Скорость спрединга здесь несколько выше – 3.0 - 3.7 см/год. По своим параметрам это поднятие может сопоставляться с некоторыми районами Восточно-Тихоокеанского поднятия.

От Центральноиндийского спредингового хребта Австрало-Антарктическое поднятие отделено демаркационной разломной зоной Амстердам [16]. Эта зона протягивается на 2500 км от северной оконечности поднятия Кергелен на северо-восток к южному окончанию Восточно-Индийского хребта. С ней связаны вулканические острова Амстердам и Сен-Поль, а также повышенная сейсмичность. В некоторых случаях подобные структуры

разделяют специфические петро-геохимические провинции базальтов океанского дна (Австрало-Антарктическая разломная зона, разломная зона Романш). Весьма возможно, что тем же свойством обладает и зона Амстердам. К такому заключению приводят определенно установленные провинциальные отличия базальтов Центральноиндийского хребта, лежащего непосредственно севернее зоны Амстердам, и более западных спрединговых хребтов и других областей океана [4, 5]. Вполне вероятно, что Центральный хребет окажется промежуточной петро-геохимической провинцией между западом и востоком Главной индоокеанской рифтовой системы. О том же говорит и специфика химизма базальтов крайней юго-восточной части Австрало-Антарктической провинции, примыкающей к одноименной демаркационной разломной зоне [43].

Но если магматический контроль разломной зоны Амстердам представляет проблему, то ее структурный контроль абсолютно очевиден. Здесь есть сходство с демаркационной разломной зоной Элтанин, разделяющей Южно-Тихоокеанское и Восточно-Тихоокеанское поднятия. Масштаб явления, однако, существенно меньший.

От Главной индоокеанской рифтовой системы в 900 км южнее о-ва Родригес на юго-запад отходит Западно-Индийский хребет. Район сочленения этого хребта с двумя другими, Аравийско-Индийским и Центральноиндийским, представляет классический пример тройного сочленения спрединговых хребтов. Западно-Индийский хребет простирается на 4000 км. Его юго-западное окончание находится немного севернее вулканических о-вов Принс Эдуард, обрываясь крупным разломом того же названия. Хребет представляет собой узкую очень сильно раздробленную субмеридиональными разломами морфоструктуру с контрастным рельефом. Скорость спрединга здесь низкая – 0.8 см/год.

Западнее разлома Принс Эдуард, выраженно-го желобом глубиной 6000 м, вплоть до района о-ва Буве на юге Атлантики в субширотном направлении протягивается тектонически совсем особая очень узкая сплошь разбитая разрывными нарушениями структура, которую следует рассматривать как очень сложную зону геодинамической трансформации между окончаниями Южно-Атлантического и Западно-Индийского хребтов. Для нее характерно эшелонированное расположение разрывов, субпараллельных ее простираению или секущих под небольшими углами. Судя по структурным особенностям в ней совмещены спрединговые явления и сдвиговые деформации. Г.Б. Удинцев считал эту зону частью Африкано-Антарктического рифтогенного хребта. Он дает ей следующую характеристику. "Часть хребта к западу от разлома Принс-Эдвард до разлома Дю-Тойт на 29° в.д. столь сильно раздроблена поперечными разломами, что выделение

¹ Прежнее название – хребет Карлсберг.

² В позднелиоценовое – современное время скорость спрединга в Аравийско-Индийском хребте составила 1.25 см/год [49].

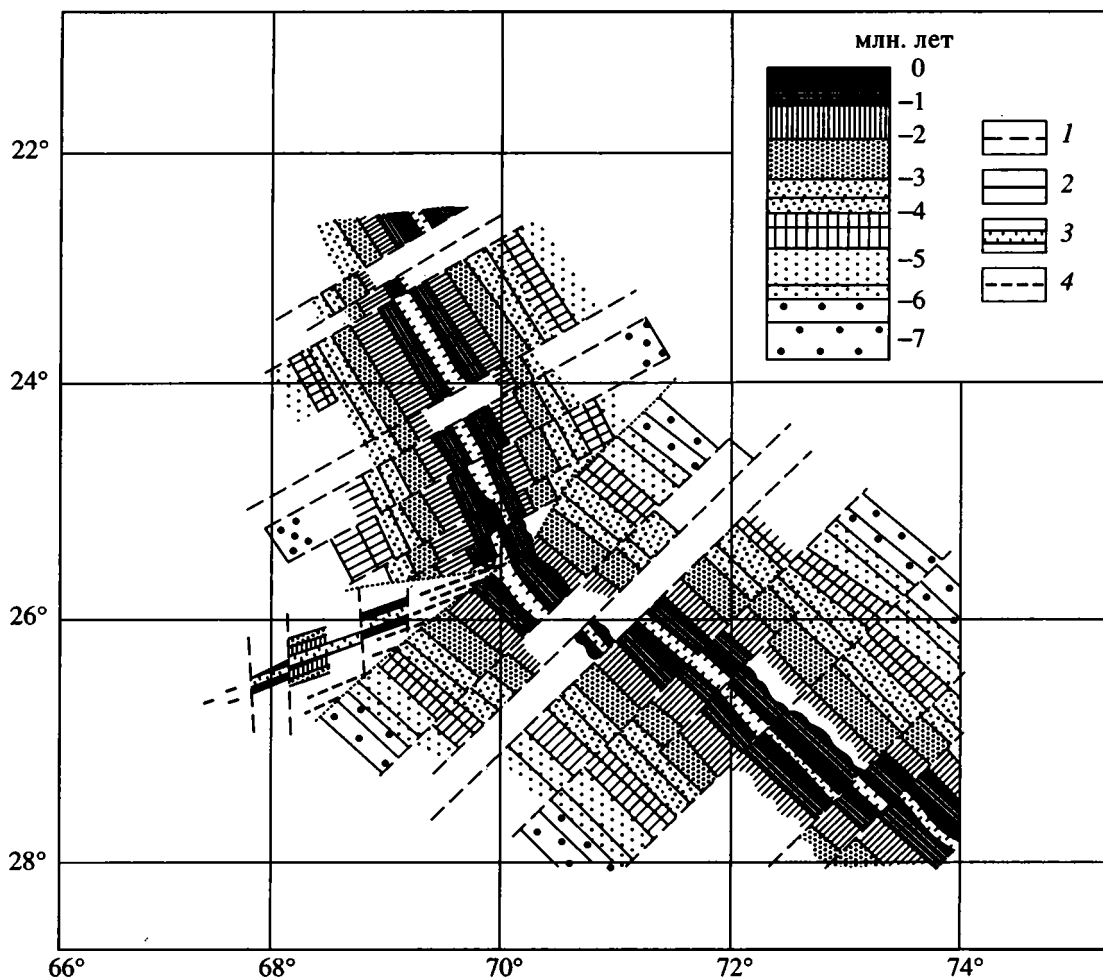


Рис. 2. Внедрение Западно-Индийского спредингового хребта в Главную индоокеанскую рифтовую систему (тройное сочленение) [47]

1 – зоны разломов; 2 – изохроны; 3 – осевая долина; 4 – глубокие долины.

рифтогенных блоков по свойственной им морфоструктуре затруднено. К западу от разлома Дю-Тойт и примерно до 16° в.д. хребет очень плохо исследован обычными методами, но судя по карте У. Хексби, основанной на данных спутниковой альтиметрии, он сохраняет ... хорошо выраженное рифтовое ущелье” [27, с. 47]. Но далее на запад вплоть до района о-ва Буве, по его данным, хребет вновь сложно дробится на ряд эшелонированных блоков разломами северо-восточного простирания. Приведенная характеристика и аргументирует высказанную здесь точку зрения, что это зона сложной геодинамической трансформации между двумя спрединговыми хребтами, совмещения продольного эшелонированного сдвига с рифтингом. В районе о-ва Буве происходит сочленение южного окончания Срединно-Атлантического хребта не только с этой зоной, но и похожей по структуре, но менее резко выраженной Американско-Антарктической зоной транс-

формации, идущей к южному концу Южно-Сандвичева желоба.

Все четыре охарактеризованных индоокеанских спрединговых хребта Главной индоокеанской рифтовой системы сейсмичны, но в разной степени. Наиболее сильно сейсмичность проявлена в Центральноиндийском хребте [2]. Высокосейсмичен также Западно-Индийский хребет, причем этот пояс простирается и далее на запад, в зону Индо-Атлантической трансформации. В Австрало-Антарктическом хребте сейсмичность проявлена в существенно меньшей степени. Аравийско-Индийскому хребту свойственна неравномерность в распределении эпицентров землетрясений. Эпицентры выходят за пределы осевых частей хребтов, располагаясь вдоль секущих разломов.

Тройному сочленению спрединговых хребтов, находящемуся в центре океана, посвящен ряд публикаций. Наглядное представление о том, какова его структура, дает рис. 2, заимствованный

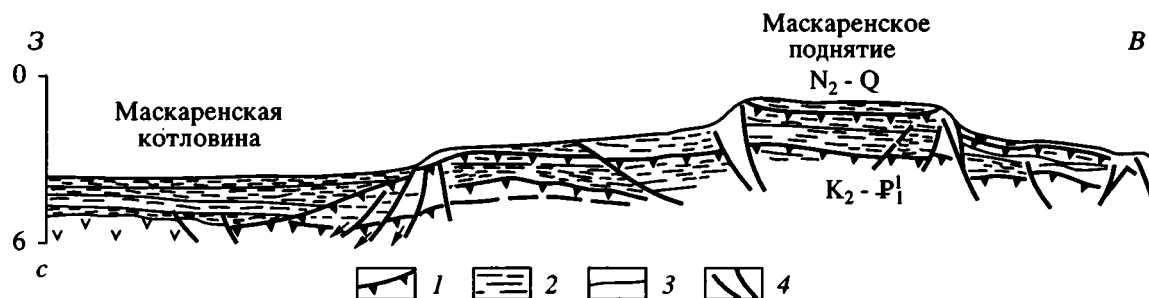


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю ОГТ, пересекающему Маскаренское поднятие в его средней части в районе $12^{\circ}50'$ ю.ш., по [29]

1 – поверхности несогласия; 2 – локальные сейсмические горизонты; 3 – стратиграфические границы; 4 – разломы.

из работы [47]. Район сочленения был покрыт детальной батиметрической съемкой, отчетливо выявившей существующие здесь морфоструктуры. Не вызывает сомнений, что Западно-Индийский хребет врезается в виде острого угла в структуру основного ствола Главной индоокеанской рифтовой системы, оканчиваясь у осевого рифта. Это однозначно позволяет рассматривать Западно-Индийский хребет как новообразованный элемент, по возрасту более молодой, чем Главная система.

Тот же рисунок выявляет структурное взаимоотношение между Центральноиндийским и Аравийско-Индийским хребтами. Оно явно дискордантное, и соответствующая структурная несогласованность могла возникнуть лишь вследствие разрыва и поворота сегментов Главной рифтовой системы. По времени это должно было происходить синхронно с внедрением Западно-Индийского хребта, т.е., судя по линейным магнитным аномалиям, около трех миллионов лет назад.

Далее коснемся главных черт тектоники заспрединговых областей океанского дна. По специфике строения их выделяется четыре.

Между Аравийско-Индийским и Западно-Индийским хребтами, с одной стороны, и Африкой, с другой, лежит область, которую можно назвать Мадагаскарско-Сейшельской, по одноименным названиям имеющих здесь уникальных микроконтинентов. По палеогеодинамическим реконструкциям Мадагаскар отделился от материка еще в конце юрского времени. Факт отделения подтверждается, в частности, новейшими данными о толщине земной коры. В средней возвышенной части острова³ она составляет 35 - 40 км, на восточной окраине 25 - 27 км, а на западной – 33 - 35 км. В южном направлении остров, с его древними докембрийскими кристаллическими комплексами, резко (по сбросу) сменяется Мадагаскарским подводным хребтом, местами несущим на себе вулканические горы. Пробуренные

на юге хребта глубоководные скважины (246, 247) не дали окончательного ответа на вопрос о природе хребта, однако с большой долей уверенности можно считать, что вскрытые в забое мелководные нижнеэоценовые отложения перекрывают фундамент. Ныне в районе бурения этот фундамент опущен минимум на 1250 м, причем погружение его началось еще в середине миоцена. Скорее всего, это не единый хребет океанического или континентального генезиса. В нем, видимо, есть блоки и того, и другого рода. В частности, южное окончание хребта, где бурились скважины, может быть континентальным блоком. Во всяком случае, в мобилистских палеореконструкциях для такого хребта, протягивающегося на 1100 км при ширине 450 км, а с Мадагаскаром вдвое больше, места не находится.

Сходным образом следует подойти и к Маскаренскому хребту, на северном окончании которого находится Сейшельский блок – микроконтинент, где граниты имеют докембрийский возраст. В пределах Маскаренского хребта пробурено 3 глубоководные скважины, вскрывшие в основании разреза базальты. В скв. 706 (середина хребта) возраст их 33 млн. лет; в скв. 707 (в северном районе хребта) – 64 млн. лет. В последнем случае базальты изливались в островных условиях. Ныне глубина дна здесь 1541.4 м. Глубина скважины – 443.7 м. Соответственно бывший остров погрузился почти на 2000 м. По сейсмоакустическим данным базальты скв. 706 и 706 А представляют покровные излияния, перекрывающие верхнемеловые – нижнеэоценовые (?) отложения. Хребет простирается на 2600 км. На юге он оканчивается двумя вулканическими массивами с о-вами Реюньон и Маврикий. Между севером и югом обособляется несколько блоков с уплощенной вершинной поверхностью (рис. 3), природа которых не совсем ясна. В работе [29] они рассматриваются как смещенные останцы “мезозойской карбонатной платформы” палеоконтинентальной окраины, отсеченные спредингом в позднем олигоцене или раннем миоцене. Расчлененность хребта высокая.

³ Цитируется по “Реферативному журналу”. 1993. № 11. С. 29.

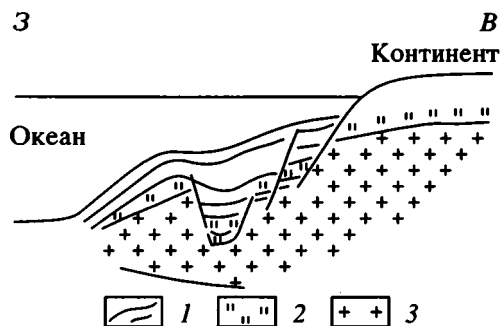


Рис. 4. Модель строения западной континентальной окраины Индостана

1 – шельфовые отложения; 2 – дошельфовые комплексы; 3 – гранитно-метаморфический слой.

Толщина коры в районе банки Сайя де Малья 17 км, что не противоречит первично континентальной ее природе.

У южного окончания Африки, отделяясь от нее глубинами в тысячи метров, находятся два довольно крупных заведомо континентальных разбитых на блоки массива: Мозамбикский хребт и массив Агульяс.

В конечном счете для описываемой области вырисовывается отчетливая картина широкого распространения обособленных блоков континентальных более или менее трансформированных структур. Остальное пространство занято глубоководными впадинами с глубинами в центральных частях свыше 5000 м: Сомалийской, Маскаренской, Мадагаскарской, Мозамбикской и Агульяс. По площади они немногим больше Мадагаскара, т.е. по океанским масштабам не очень значительные. Сомалийская и Мозамбикская впадины тяготеют к краю Африки. Мадагаскарская и Агульяс примыкают к Западно-Индийскому спрединговому хребту. Мадагаскарская, наименее глубокая, лежит в центре области между Мадагаскаром и Маскаренским хребтом. В работе [47] приведена карта линейных магнитных аномалий, на которой видно, что на севере Сомалийской впадины они прослежены от 24 до 27, а в Маскаренской от 20 до 34, причем простираются резко дискордантно к аномалиям современных спрединговых хребтов. Особенно нагляден в этом смысле район, лежащий между 32° - 44° ю.ш. близ западной рамки упомянутой карты. На юге Сомалийской впадины к северу от Мадагаскара система аномалий (M22–M25) особая, так же как и на севере Маскаренской (M4–M16), юго-западнее Мадагаскара. Таким образом, в пределах описываемой Мадагаскаро-Сейшельской области для мелового-кайнозойского времени выявляется сложная неоднократно происходившая перестройка геодинамического режима.

Глубоководное бурение проводилось во всех впадинах, кроме Агульяс. Наиболее древние отложения, относящиеся к сеноману, вскрыты на западе региона, в Сомалийской впадине (скв. 241), и близкие по возрасту – на юге Мозамбикской (скв. 250). Наряду с этим в той же Сомалийской впадине к северо-востоку от Сейшел поверхность акустического фундамента имеет палеоценовый возраст (скв. 236), а на севере впадины в скв. 235 встречены базальты уже миоценового возраста. В Мозамбикской впадине также есть относительно молодые базальты (скв. 248, 72 ± 7 млн. лет). В Маскаренской впадине к востоку от средней части Мадагаскара возраст базальных слоев кампан-маастрихтский (скв. 239), а на юге Мадагаскарской – палеоценовый (скв. 245). Если учесть, что во многих случаях в забое скважин оказались породы, образовавшиеся в мелководных условиях, то начало океаногонеза в Мадагаскарско-Сейшельской области следует отнести по крайней мере к мелу, но, вероятно, даже к поздней юре, если ориентироваться на магнитные линейные аномалии. Из приведенных данных видно, что процесс протекал одновременно в разных местах.

Следующая на восток тектоническая область – Центральноиндийская. На западе она ограничивается Аравийско-Индийским спрединговым хребтом, на юге – Центральным, а на востоке – Восточно-Индийским поднятием (хребт 90°). Чагос-Лаккадивский (Мальдивский) хребт делит ее на две неравные части: Аравийскую впадину и всю остальную часть. Аравийская впадина только в средней части представляет собой обычную океаническую структуру с глубинами до 5000 м. Скважиной 223 на западе впадины вскрыты базальты, поверх которых лежат отложения палеоцена. В восточной части скв. 220 и 221 также вскрыты базальтовые лавы, но перекрытые отложениями эоцена. В обоих случаях базальты изливались в мелководных условиях. На периферии впадины ситуация иная, здесь тектонический рельеф весьма расчлененный. На севере выделяется провал Инда, выполненный осадками 8-километровой мощности (конус выноса Инда). На северо-западе лежит поднятие Меррей, а на востоке выделяется система параллельных Индостану протяженных горстовых поднятий и глубоких грабенообразных прогибов (рис. 4) [18]. Среди поднятий в глубоководье далеко за пределами шельфа выделяется весьма крупная морфоструктура, имеющая северо-западное простираение, именуемая в нашей литературе поднятием Федынского, а в зарубежной – Лакшми. Оно ограничивает распространение на запад субконтинентальной коры (мощность ее ~17 км); к западу и югу от него кора имеет океанический тип строения [44].

От системы Аденский залив–Красное море и от Персидского залива Аравийская впадина отделяется крупным разломом Оуэн. Смещение по нему

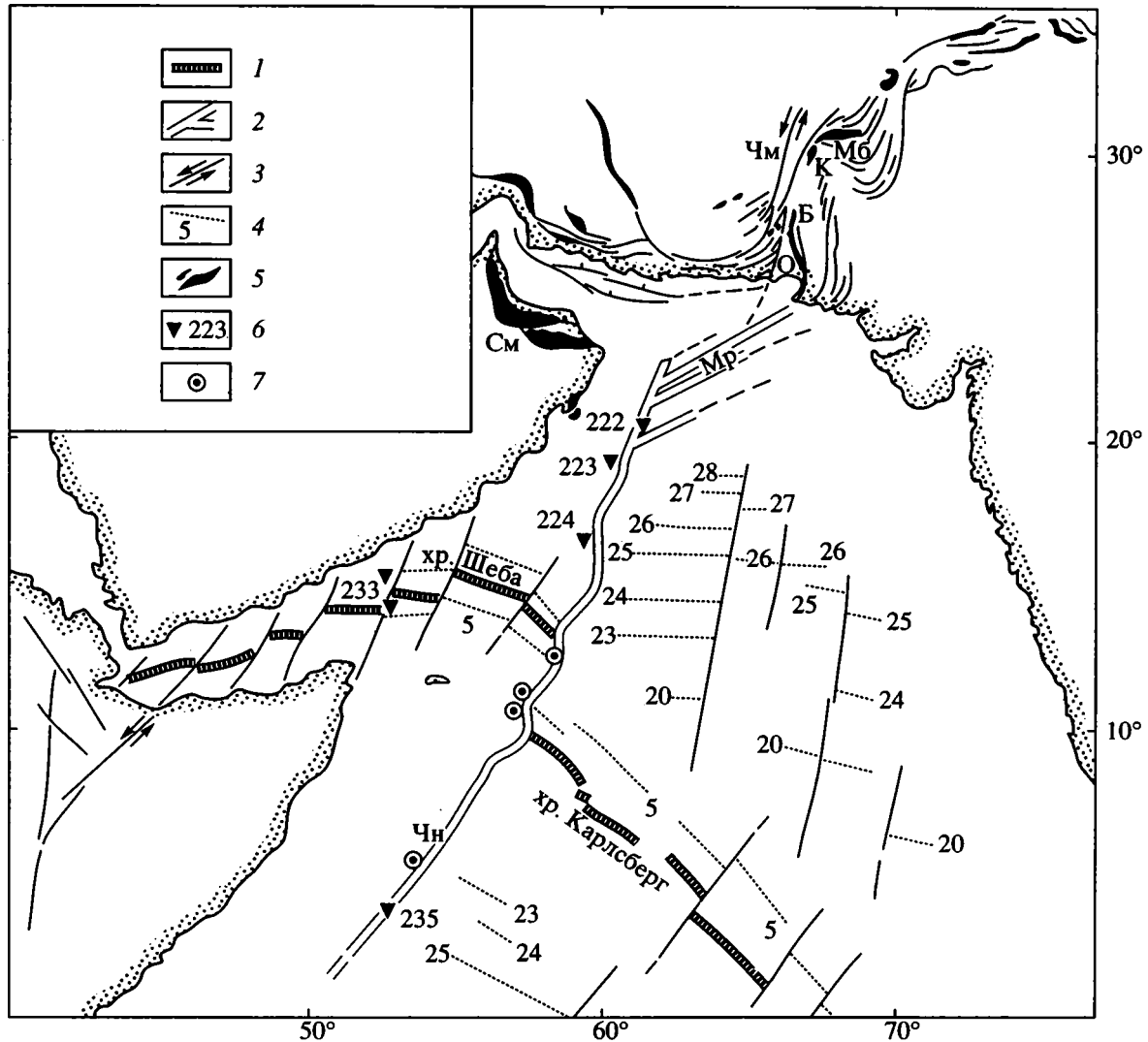


Рис. 5. Система разлома Оуэн, по [24]

1 – срединно-океанический хребет; 2 – система разлома Оуэн (Mr – хр. Меррей, Чн – хр. Чейн); 3 – разломы и направление смещений по ним (Чм – Чаманский разлом, О – разлом Орнач-Нал); 4 – магнитные аномалии и их номера; 5 – офиолитовые аллохтоны (Б – Бела, К – Квета, Мб – Муслимбах, См – Семайл); 6 – скважины DSDP; 7 – пункты драгировок.

рифтовой системы достигает 300 км. Разлом обстоятельно описан в работе [24]. Он простирается на 3000 км и имеет продолжение на континенте вплоть до Сулеймановых гор. Его внутренняя структура сложная и контрастная (хребты в сочетании с впадинами-рвами). Хребты образованы ультрабазитами (преимущественно лерцолитами), достигая при этом высоты 3 км. Разлом характеризуется высокой сейсмичностью и современными подвижками. В целом это правосторонний сдвиг. В поздне меловое – палеоценовое время разлом разделял области с различным характером магматизма: толеитовые базальты на востоке и щелочные базальтоиды на западе. Это подчеркивает существенную структурную значимость разлома. Следует добавить, что он

разграничивает весьма разновозрастные участки Индоокеанской рифтовой системы (Аденский залив – N₁ и Аравийско-Индийский хребет – P), а также области с разными геофизическими характеристиками земной коры. По всем этим признакам вполне определенно можно сказать, что разлом Оуэн принадлежит к категории демаркационных [16]. Отрезок разлома на суше – прекрасный пример того, каким образом преобразуется демаркационный океанский разлом в поперечный структурный раздел в покровно-складчатом поясе. Впервые это было четко показано Г.Н. Савельевой [24]. Этот раздел выражен системой поперечных разломов-сдвигов и офиолитовыми цепочками (рис. 5). К западу и востоку от него лежат разные по геологической истории области.

Уже упоминалось, что с востока Аравийская впадина ограничена Чагос-Лаккадивским подводным поднятием, вытянутым в меридиональном направлении на 3000 км. Оно состоит из трех частей, каждая из которых несет архипелаг коралловых островов: Чагос, Мальдивских (более 2000 островов) и Лаккадивских. Соответствующие блоки поднятия разделены значительными понижениями. На среднем и южном (Чагос) блоках пробурены скважины, вскрывшие базальты. В Мальдивском блоке (скв. 715) по химизму они сходны с так называемыми внутриплитными базальтами. Это эрупции островных вулканов; возраст их 55 - 60 млн. лет. В блоке Чагос (скв. 713) базальты ближе к MORB. Они изливались в подводных условиях; возраст их 47 млн. лет. Возможно и даже вероятно, что блоки Чагос и Мальдивский океанические, но Лаккадивский блок по своей первичной природе континентальный [44]. Аргументы в пользу этого таковы: субконтинентальный тип строения коры, характерные гравиметрические аномалии, вытянутые параллельно контуру Индостана, и прослеживающиеся под водой к западу от Индостана вплоть до поднятия простирания, свойственные докембрийским структурам побережья [51]. С этими данными гармонируют морфологические особенности, демонстрирующие увязку со структурами материковой окраины (карта ГЕВКО), а также геологические соотношения с поднятием Федьинского и другими элементами востока Аравийской впадины, обладающими в прошлом континентальной корой.

Таким образом, Чагос-Лаккадивское поднятие гетерогенно и сформировалось, вероятнее всего, вследствие мощного концентрированного процесса горстообразования. В настоящее время эта структура асейсмична. Из указанной трактовки видно, что нельзя поддержать точку зрения, согласно которой происхождение поднятия связано с развитием трансформного разлома, или рассматривать его как след прохождения плиты над горячей точкой Реюньон, как об этом часто пишут. Предлагаемая здесь трактовка хорошо вписывается в блоковую тектонику океанского дна к западу от Индостана, причем, если учесть блоки Мальдивский и Чагос, то структура в целом окажется весьма похожей на Мадагаскарский хребет (включая и остров) и на Маскаренский, также гетерогенный.

Структурным аналогом Чагос-Лаккадивского поднятия является Восточно-Индийское поднятие, иначе – хребет 90°, хотя в его составе нет континентального блока. По протяженности оно больше Чагос-Лаккадивского – свыше 5000 км. Поразительна прямолинейность поднятия на столь огромном расстоянии. Это отражение специфики деформаций в океанической литосфере.

Структурная аналогия с Чагос-Лаккадивским поднятием выражается не только в прямолиней-

ности и согласованности простирания, но и в общей горстовой морфологии, а также в расчлененности поперечными разломами на отдельные блоки [19].

В пределах поднятия с юга на север пробурено 7 скважин [52]. В средней части (скв. 214) вскрыты андезиты; к северу и югу – толеитовые базальты. Излияния происходили в субаэральных условиях, за исключением юга, где они были субмаринными. Возраст базальтов здесь – поздний эоцен, тогда как на севере – маастрихт и кампан. Эти данные, в сочетании с петро-геохимическими, приводятся в качестве аргумента для трактовки происхождения поднятия по механизму горячей точки. Но в то же время петро-геохимические черты здесь специфические и несут признаки смещения MORB и щелочных базальтов типа Кергелена. Однако главное затруднение в отношении такого механизма состоит в следующем. К западу от Восточно-Индийского поднятия выявлено еще два меридиональных прямолинейных также очень протяженных нешироких хребта: 79° и 85°.

Хребет 79° лежит на больших глубинах (около 5000 м) и сопровождается трогом [42]. Кстати, трог сопровождает и Восточно-Индийское поднятие с его восточной стороны. Структура разбита поперечными разрывами и в целом понимается как крупная океанская разломная зона, развивавшаяся в палеоцене - эоцене. В южной части хребта много подводных гор; на севере они отсутствуют.

Хребет 85° выявлен гравикой, в значительной части он погребен под осадками Бенгальского залива. О нем мало что известно. Протяженность хребта около 2000 км. На его простирании южнее лежит также меридионально вытянутый хребет Ланка с горой Афанасия Никитина [26]. Возможно, что оба хребта соединяются в виде изогнутой на восток структурной связки. Несколько западнее есть еще один субмеридиональный хребет – Коморин, простирающийся к югу от южной оконечности Индостана. Однозначно утверждается, что он представляет собой горстовое поднятие [27].

Совокупность всех приведенных материалов позволяет рассматривать упомянутые структуры, включая Чагос-Лаккадивское поднятие, как единое семейство. В этом случае все они должны иметь сходную тектоническую природу. Но отсюда ясно, что принять для объяснения их происхождения механизм горячей точки нет возможности. Остается рассматривать их и всю структуру в целом как порождение океанской блоковой тектоники, что уже и констатировалось раньше [19]. В некоторых случаях (хребет 79° и др.) в формировании структур проявилась сдвиговая составляющая. Простирания структур практически совпадают с простираниями раннекайнозойских линейных магнитных аномалий.

Обратимся к тектонике весьма обширной восточной части Центральноиндийской области, облик которой определяет Центральная котловина с глубинами, местами значительно превышающими 5000 м. Ее примечательную особенность составляют деформации осадочного чехла и фундамента, распространенные в районе экватора и к югу от него (~ до 10° ю.ш.) на площади, имеющей размеры 1600 × 1000 км² (по меридиану). Деформации акустического фундамента выражены в виде обширных антиформ высотой 1 - 2 км при ширине 100 - 200 км, а также взбросо-надвиговых уступов на порядок меньших размеров [3, 33]. Складки чехла имеют амплитуду в несколько сотен метров, а длина их составляет 10 - 20 км. В поперечном профиле они асимметричны (более крутые южные крылья). Складки простираются в субширотном направлении и располагаются кулисно вдоль разломов.

Обычно считается, что деформации возникли в олигоцене-миоцене, что вполне правдоподобно, так как соответствует основной эпохе альпийского тектогенеза.

В ряде работ отмечается высокая современная сейсмичность зоны деформаций, которой присущи также гравитационные аномалии и аномалии геоида, приуроченные к поднятиям фундамента. Тепловой поток в Центральной котловине неоднороден. Небольшие значения зафиксированы в зоне тектонических деформаций, что указывает на наличие здесь дополнительного источника тепла [1].

Отмеченные особенности позволяют рассматривать этот район океанского дна действительно как экзотический. Однако до сих пор этой "экзотике" нет однозначного объяснения. Трудности связаны в основном с недостаточным знанием роли эндогенных процессов в их образовании. Почти все говорят о передаче мощных импульсов сжатия в коре по горизонтали в направлении с севера на юг в связи с коллизией Индо-Австралийской и Евразийской плит. Но одного этого недостаточно, тем более что севернее зоны деформаций признаков мощного корового сжатия не обнаруживается. Следует иметь в виду и то, что с запада на восток простирается зона деформаций, которая меняется от субширотного до северо-восточного. Это также требует объяснения.

Автор полагает, что в меру имеющихся фактических данных можно принять следующую модель. В альпийскую эпоху тектогенеза во внутренней области океанского дна, в общем согласии с простирающимися альпид, возникла локальная зона коробления коры, осложненная взбросо-надвиговой тектоникой. Обстановка сжатия здесь несомненна. Возможно, что здесь взаимодействовали силы, связанные с движением глубинных масс от воздымающихся Гималаев к югу, на что в какой-то мере указывают огромные шарьяжи в

Гималайском поясе, а также в Предгималайском прогибе, и силы, направленные на север, в связи с движением глубинных масс от Центральноиндийского срединного хребта. На севере мантийный поток должен был уходить на большую глубину, но в районе зоны деформаций он поднимался. Встречное движение привело к столкновению и нагнетанию мантийных масс, что может объяснить не только коробление и разрывные структуры, в том числе типа надвигов, но и повышенный тепловой поток и гравитационные аномалии. Отметим, что мощные воздымания Высоких Гималаев происходили также в недавнее время: 10.9 - 7.5 и 0.9 млн. лет назад [30], т. е. тектоническая активность продолжается, а отсюда и повышенная сейсмичность в полосе деформаций.

Следует отметить еще одну особенность тектоники Центральноиндийской области, а именно глубочайшую впадину Бенгальского залива. В ее вершинной части (шельф Бангладеш) мощность отложений, вынесенных реками Ганг и Брахмапутра и представленных турбидитами, превышает 16 км [7]. Тектонически эта часть впадины похожа на грабенообразную впадину в районе дельты Инда, лежащую в основе периокеанического прогиба.

К востоку от Восточно-Индийского хребта лежит обширная своеобразная по строению область океана, которую можно назвать Австралийской. Ее южным ограничением служат желоба-разломы Оби и Диамантина, а восточным - Зондский желоб и Австралийский континент. Автору уже приходилось описывать тектонику этой области [19]. В ней имеется две отличительные особенности: а) значительная структурная расчлененность, выраженная сочетанием глубоководных впадин и позитивных форм преимущественно континентальной природы, и б) наложенность кайнозойского тектонического плана северо-восточной ориентировки на меридиональный мезозойский.

Первая особенность перекликается с Мадагаскарско-Сейшельской областью, где, как указывалось выше, много континентальных фрагментов. Эта особенность проявлена в той части океана, которая тяготеет к Австралии. Доказано, что фрагментом континента является плато Эксмут, расположенное к северо-западу от Австралии. Приматериковой границей этой морфоструктуры служит изобата 1000 м. С трех других сторон она окружена изобатами 4000 - 5000 м, за пределами которых лежат абиссальные впадины Арго (на севере), Гаскойн (на западе) и Кьюве (на юге). Размеры плато 600 × 300 км². Северная часть плато более расчленена, чем южная. Палеорифт Киви отсекает расположенный севернее блок Джой [12]. В пределах северной окраины плато, кроме того, обособляется поднятый блок Вомбат, имеющий горстовую природу. Он разбурен

скважинами ODP (759, 760, 761, 764), вскрывшими в основании верхнетриасовые отложения, представленные мелководно-морскими, дельтовыми и прибрежными разностями с угольными прослоями, суммарной мощностью до 400 м [48]. Гемипелагические отложения появляются только в неокоме, когда произошло первое значительное опускание Эксмута. Сейчас глубины здесь 2000 - 3000 м.

Скважины ODP бурились и на самом блоке Эксмут. Они вскрыли мощные "синрифтовые" отложения титона-валанжина, а гемипелагические осадки в разрезе появились в среднем мелу. Но на южном склоне блока нижнемеловой разрез представлен уже глауконитовыми песчаниками.

По данным сейсморазведки (МОГТ) и магнитометрии на севере Эксмута мощность осадочных пород в центральной части превышает 8 км, а на блоке Джой – 6 км [12].

Поверхность плато Эксмут наклонена более или менее круто в сторону абиссальных впадин. В том же направлении происходит и более или менее резкое утонение континентальной коры.

Описанный пример убедительно иллюстрирует процесс погружения континентального блока на большие океанские глубины, с возможным отрывом в дальнейшем от материковой массы, а затем и превращением в движущийся микроконтинент.

Стадию отрыва и перемещения демонстрируют такие континентальные блоки, как плато Натуралистов, подводные возвышенности Зенит, Кювье (Валлаби) и наиболее крупный по размерам блок хребта Брокен (Западно-Австралийский). Не все согласны с тем, что последний представляет собой микроконтинент. Однако значительная толщина коры (до 20 км) и ее структура, не противоречащая типу измененной континентальной коры, наряду с тектонической позицией и особенностями формы: блок длиной 1500 км, шириной более 500 км, относительной высотой 4.5 км, – все это дает возможность поддержать высказанную автором ранее точку зрения о первично континентальной природе возвышенности [19], входящей в общий ансамбль континентальных фрагментов приавстралийского региона.

Наряду с микроконтинентами в приавстралийской акватории обособляется по крайней мере 4 глубоководных впадины: Северо-Австралийская с абиссальной равниной Арго, Гаскойн, Кювье, Пертская. Глубина их очень большая, значительно превышающая 5, а иногда и более 6 км.

В Северо-Австралийской котловине в одной из скважин (261) вскрыты кимериджские отложения, а в другой (765) берриасовые-нижневаланжинские, причем в обоих случаях скважины вошли в базальты. Во впадине Гаскойн древнейшие отложения представлены верхней частью валанжина (766). Существенно, что относящиеся сюда

песчаники и алевролиты включают силлы базальтов типа Fe-MORB. Но в другой скважине, более северной (260), перекрывающие базальты наннопланктонные илы относятся к альбу. Вблизи восточного борта впадины Кювье скважина 263 остановилась в песчаных глинах альба, не вскрыв акустического фундамента. Бурение в Пертской впадине дало следующие результаты. Скважина близ континентального склона (259) вскрыла аптские отложения, а затем вошла в базальты. Другая скважина, расположенная значительно западнее (257), вошла в базальты, пройдя лишь часть альбского разреза.

Из приведенных данных видно, что между впадинами имеются возрастные различия и, более того, такие различия могут быть и между отдельными частями впадин. Этот факт, наряду с распространением микроконтинентов, свидетельствует о большой сложности океаногенеза в крайней восточной части Индийского океана.

Тектонически не прост и более западный район Австралийской области. Здесь с севера на юг обособляются две океанические впадины: Кокосовая и Западно-Австралийская (Уортон), разделенные сильно раздробленным Кокосовым поднятием, имеющим субширотное простирание [19]. Кокосовая впадина к югу от экватора вместе с северной частью Западно-Австралийской до возникновения Восточно-Индийского хребта составляла единое целое с Центральной впадиной. Об этом свидетельствует ряд общих морфоструктурных признаков, а также сходство разрезов донных отложений. Скважина в Кокосовой котловине (213) прошла 154 м осадков и 18.5 м потоков пиллоу-базальтов. Возраст низов осадочных слоев позднепалеоценовый. Глубина дна 5611 м. Скважина в Центральной котловине (215) прошла 151 м осадков и 24 м базальтов (потоки подушечных лав). Возраст низов осадочного разреза – палеоцен. Глубина дна 5321 м. Литология разрезов, вскрытых скважинами, также очень сходная [6]. Однако отдельные поднятия на месте будущего Восточно-Индийского хребта в начале палеогена, а на севере и в мелу явно существовали (разрез скв. 214).

Характерно, кроме всего сказанного, что зона так называемых внутриплитных деформаций из Центральной впадины распространяется в Кокосовую, где и оканчивается. То же можно сказать, хотя с некоторой долей условности, о сейсмичности [45] и равно о геотермических аномалиях [1].

Все это можно совместить лишь в случае, если считать, что, во-первых, наиболее глубоководные области Центральной и Кокосовой впадин (котловин) тектонически и геодинамически суть один структурный элемент, развитие которого прослеживается по крайней мере с палеоцена вплоть до современности; а, во-вторых, что разъединяющее впадины Восточно-Индийское

поднятие (хребет 90°) – наложенная на этот элемент структура, также отличающаяся длительным развитием.

Эта последняя принадлежит к категории меридиональных структур, отличающих позднемезозойский этап тектонического развития. Но в Кокосовой впадине и особенно в Западно-Австралийской отчетливо проявлены также позднекайнозойские структуры, имеющие северо-восточное направление, что свидетельствует о существенной перестройке геодинамического режима в соответствующее время [19].

Наконец, обратимся к южной области Индийского океана, которую можно назвать Кергеленской по наименованию огромного плато, находящегося в ее средней части.

Плато простирается в северо-западном направлении на 2000 км при ширине 500 км [46]. На нем имеется три вулканических острова: Кергелен, Херд и Мак Дональд. Этой морфоструктуре посвящено много публикаций, и в ее пределах или в непосредственной близости от нее пробурено 11 глубоководных скважин. О природе плато высказывались разные точки зрения: континентальный блок, образование, связанное с мантийной горячей точкой, океаническое поднятие. В настоящее время в результате изучения магматических пород, ксенолитов и по данным сейсмоки однозначно принимается океаническая природа плато [39, 40, 50 и др.]. Кстати, уже много лет назад к такому выводу пришла изучавшая магматические породы Кергелена Т.В. Молчанова⁴. Но при таком понимании возникает существенная проблема. Широко распространен взгляд, что поднятия Брокен и Кергелен, расположенные по разные стороны осевого спредингового хребта, ранее представляли единое целое, но впоследствии были им разобщены. Поэтому считается, что поднятие Брокен тоже имеет океаническое происхождение. Но выше автор пришел к заключению, что поднятие Брокен, скорее всего, представляет собой микроконтинент. Если это так, то приходится отрицать упомянутую выше плит-тектоническую гипотезу. Оговорюсь, однако, еще раз, что поднятие Брокен изучено пока недостаточно.

По сейсмическим данным кора в пределах Кергеленского выступа имеет толщину 14 - 17 км, а строение ее, как указывается, сходно с другими океаническими поднятиями с утолщенной корой, причем образовавшимися вблизи спрединговых центров, в частности, с Исландией. Но необходимо заметить, что кора в Исландии в 2.5 раза толще, причем природа ее еще твердо не установлена. Поэтому аналогия здесь более чем относи-

тельная. Плато Кергелен асейсмично и лишено современной вулканической и термической активности.

В трех скважинах (747, 749, 750), пробуренных в центре и на юге плато, вскрыто базальтовое основание. Это плагиоклаз-пироксеновые толеитовые базальты, изливавшиеся в субаэральных условиях. В скв. 750 они лежат ниже морских, но мелководных сеноманских отложений. Однако к концу мела глубины составили уже около 2000 м. Как свидетельствуют разрезы скважин, опускание происходило как в мелу, так и позже резко неравномерно. Ведущим процессом при этом было опускание по сбросам.

Но был и другой процесс, тектоно-магматический, приведший к образованию вулканоплутонических комплексов. По петрохимическим признакам среди них выделяются три серии: переходная, 39 - 26 млн. лет; низкощелочная, 26 - 8 млн. лет; высокощелочная, 12 млн. лет и моложе [37, 39]. Отмечается, что породы о-ва Кергелен, в отличие от базальтов других океанических островов, обогащены Th.

Поднятие Кергелен очерчивается изобатой 4000 м на западе и севере, а на востоке и юге – изобатой 3000 м. Оно разделяет две обширные впадины: Африкано-Антарктическую и Австрало-Антарктическую. В последней на глубинах 3.5 - 4.5 км бурились скважины, три из которых, пройдя осадочные отложения, вскрыли базальты (265 - 267). Парадоксально, что самые древние осадки в этих скважинах относятся к N_1 , P_3 и P_2^3 , в то время как скважины на поднятии Кергелен обычно в низах разреза вскрывали верхнемеловые толщи и гораздо более древние отложения палеогена. Здесь, возможно, действовал фактор мощного размыва, но нельзя исключать и более молодой возраст базальтового основания [6]. Что касается размыва, то в разрезах поднятия Кергелен это явление отнюдь не редкое.

В Африкано-Антарктической впадине бурение не проводилось. На карте ГЕВКО можно видеть, что ее обширная центральная часть лежит на глубинах свыше 5000 м. Расчлененность дна невысокая. На северо-востоке выделяется блок Конрада с подводными горами Обь и Лена, вероятнее всего, представляющими позднекайнозойские вулканы. По крайней мере таковыми являются лежащие севернее о-ва Принс Эдуард и Крозе, выступающие на плато Дель-Кано. Отличительную особенность последнего составляет утолщенная кора (16 - 17 км). Блок Дель-Кано в некоторых публикациях сопоставляется с погруженным континентальным блоком Агульяс, лежащим к югу от Африки, откуда делается заключение о его континентальной природе [27]. Но вернее сравнивать его с поднятием о-вов Зеленого Мыса, имеющим доказанную океаническую природу,

⁴ Молчанова Т.В. Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан) // Геотектоника. 1972. № 2. С. 37 - 45.

тем более что на Дель-Кано, как и в архипелаге Зеленого Мыса, имеются рвущие вулканиты интрузивные тела щелочного состава. Прослеживается сходство и с отдельными районами Кергеленского плато.

К северу от Кергеленского поднятия лежит впадина Крозе. Она сильно расчленена разломами, связанными с Центральным спрединговым хребтом. Бурение здесь не было глубоким и вскрыло лишь неогеновые осадки (скв. 252; N₁³).

* * *

Таково общее тектоническое районирование Индийского океана. Приведенные данные свидетельствуют о больших тектонических различиях его главных морфоструктурных областей и, более того, их отдельных частей. Если придать значение распространению микроконтинентов, то в этом отношении обнаруживаются черты сходства между Сейшельско-Мадагаскарской и Австралийской областями. По распространению океанических поднятий некоторое сходство имеют Центральная и Кергеленская области.

Спрединговые хребты также весьма неоднородны. Особенно большое структурное различие наблюдается к северу и югу от демаркационной разломной зоны Амстердам. Наряду с этим резко обособляется по структуре и времени образования наиболее молодой Западно-Индийский хребет, продолжающий зону тектонической трансформации между Атлантическим и Индийским океанами.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Большую специфику главным структурным областям океана придают ассоциации древних и молодых разломов, устанавливаемых главным образом на основе мозаики систем линейных магнитных аномалий. Эти ассоциации сильно отличаются размерами и пространственной ориентировкой составляющих их разломов, отражая большую сложность процесса океаногенеза.

Наряду с этим имеются и иные разломные структуры. Выше о них уже частично говорилось. Так, была речь об огромных меридиональных нарушениях в северной половине океана, приведших к образованию уникальных хребтов горстового типа. Указывалось также на наложенность кайнозойского тектонического плана разрывных нарушений на меридиональный мезозойский на востоке океана. Отмечались специфические складчато-блоковые деформации фундамента и чехла в центральной области океана.

Остановимся теперь на деформациях горизонтального сжатия, выявленных в океанической коре акватории и выраженных прежде всего надви-

гами. Тема эта имеет большое значение для геодинамических построений [22].

Первые статьи о таких деформациях в Индийском океане, если исключить район Центральной котловины, появились в 1989 г. В частности, в статье [23] Ю.Н. Разницын указал на то, что скважиной 735, пройденной в зоне разлома Атлантис II, в кристаллических породах обнаружена надвиговая структура. Он писал, что упомянутая скважина, "пробуренная в гребневой части поперечного хребта зоны разлома, на участке с предполагаемой нормальной корой миоценового возраста ... вскрыла 500-метровый разрез габброидов, в значительной степени тектонизированных и рассланцованных, расщепленных пологими (20° - 30°) зонами милонитизации. При этом отмечалась сильная неоднородность разреза по структурно-минералогическим признакам, отсутствие отчетливых магматических контактов между различными типами габбро и, наоборот, наличие четких тектонических соотношений между ними" [23, с. 1443].

А.И. Пилипенко, анализирувавший обширный сейсмический материал МОГТ, пришел к заключению о широком распространении надвиговых структур в коре глубоководных впадин. Так, в пределах Сомалийской впадины, юго-восточнее скважины 235, им показан разрез, иллюстрирующий тектоническую расслоенность и чешуйчатое строение 3-го слоя океанической коры (рис. 6) [11]. Другой район – впадина Гаскойн [13]. В ее фундаменте обнаружены разные типы структур тектонического сжатия, в том числе взбросо-надвиги, придающие структуре чешуйчатый характер. На проявлении тектонического скучивания в этом регионе указывает также анализ структуры магнитных аномалий [8]. Здесь обнаружены резкие вариации мощности и намагниченности магнитоактивного слоя. "Увеличение мощности указывает на скучивание верхних слоев коры в результате сжимающих напряжений и субгоризонтально-го движения масс" [8, с. 1068].

Особая проблема – надвиговые структуры в Центральноиндийской впадине. Их широкое распространение здесь было подчеркнуто рядом авторов, но первые фактические доказательства надвигов в фундаменте приведены в работах [10, 33, 34].

Отчетливая картина надвигов в Центральноиндийской впадине дана на глубинных сейсмических профилях, помещенных в работе [35]. Главный профиль проходит по 81° в.д. от 14° ю.ш. до прибрежного района Шри Ланки, полностью пересекая зону "внутриплитных деформаций". В осадочном слое разрывы субвертикальные, в глубинных частях полого наклонные. Наклонные поверхности прослеживаются на 5 - 10 км, причем в некоторых случаях показаны встречные смещения (рис. 7).

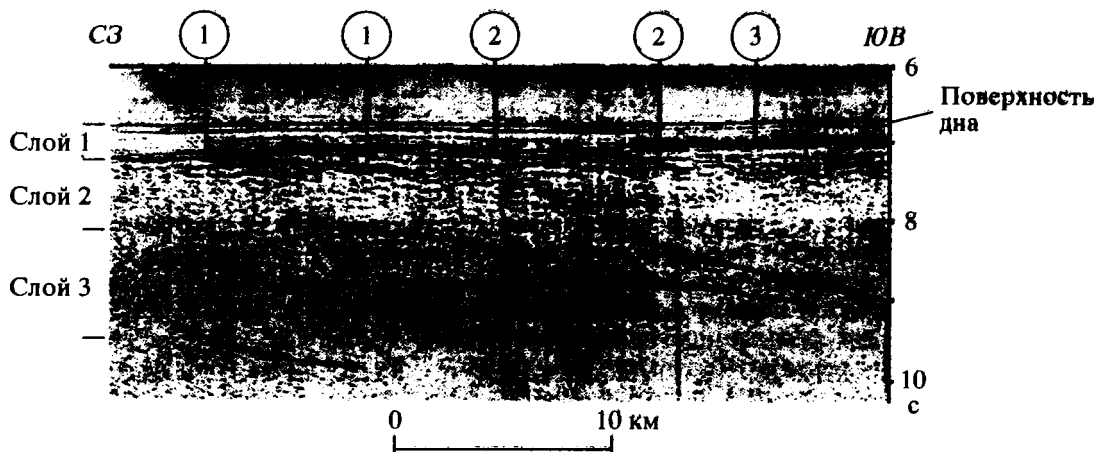


Рис. 6. Мигрированный временной разрез участка профиля МОГТ в центральной части Сомалийской впадины (район 2° с.ш.), по [11]

Цифрами в кружках 1 - 3 обозначена система последовательно наложенных одна на другую тектонических чешуй.

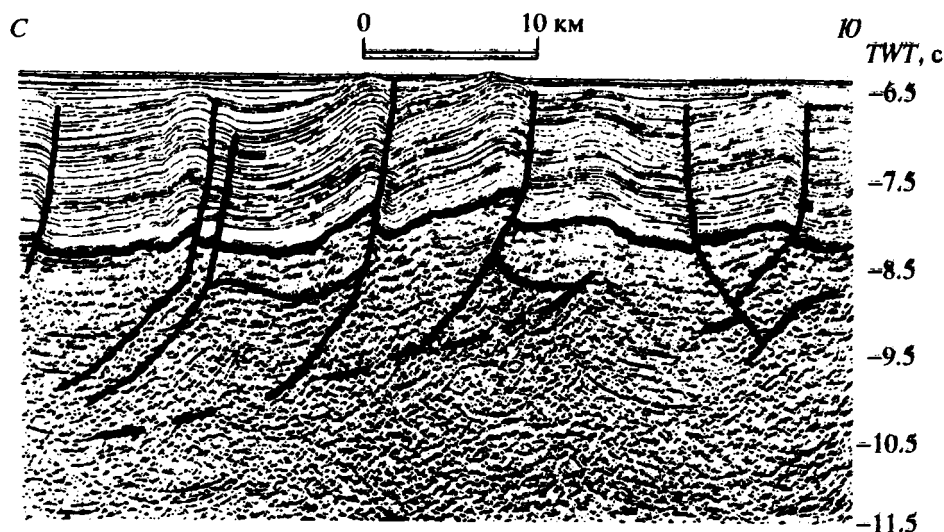


Рис. 7. Взбросо-надвиговые деформации в чехле и фундаменте в Центральной котловине, по [34]

Углы наклона разрывов в фундаменте изменяются здесь в пределах 30° - 40°; в чехле они более 65°. TWT – время двойного прохождения волны в секундах (с). Глубинный срыв наклонен под углом 17° - 18°.

Взбросо-надвиги с углами наклона 80° - 45° на юго-восток выявлены также вдоль северо-западного обрамления плато Осборн, а в публикации [25] пологие надвиги описываются в фундаменте поднятия горы Афанасия Никитина.

Резюмируя сказанное, можно констатировать, что надвиги в коре Индийского океана обнаружены в разных тектонических элементах. Они зафиксированы в твердой коре глубоководных впадин как на западе, так и в центре, и на востоке акватории (Сомалийская, Центральноиндийская и Гаскойнская впадины), в поднятиях с утолщенной корой (Афанасия Никитина) и в зоне разлома, секущего срединный хребет (Атлантис II). Соответственно условия горизонтального сжатия коры и, очевидно, ее субстрата возникали в различных

геодинамических обстановках и были вызваны воздействием различных факторов, действовавших одновременно, что вполне естественно для столь огромной площади океана. Следует допустить в связи с этим, что многие структурные образования с утолщенной океанической корой возникли в связи с тектоническим скучиванием коровых литопластин. Индийский океан в этом смысле подобен Атлантическому и Тихому.

СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ

Выявленные особенности строения различных областей Индийского океана действительно убеждают в его структурной рассогласованности. Отсутствие доминирующего структурного каркаса,

увязывающего в структурное единство все части океана, является следствием дисгармонии тектонических процессов, отражающей нелинейный ход геодинамического развития. Это и вывод, и фон, на котором и рассматривается ниже структурная история океана.

Само возникновение океана в данном регионе земного шара отражает нелинейный ход тектонической истории. Первая фаза в ней – это неупорядоченный рифтинг в пределах Гондваны, а затем и ее частей, сопровождавшийся хаотическим движением отколовшихся континентальных масс – террейнов. Вторая фаза – самоорганизация воз-

никших при этом массивов океанической коры с образованием океана, вмещающего спрединговые системы.

Иллюстрацией сложной, мозаичной, разнокалиберной в конечном счете структуры коры Индийского океана может служить карта линейных магнитных аномалий, составленная А.А. Шрейдером (рис. 8). Им выделяется три группы магнитных аномалий: 1) аномалии, сформированные в рифтовых зонах, прекративших свое существование еще в мезозое (M0 - до M25); 2) то же – в кайнозое (20 - 34); 3) возникшие в рифтовых зонах, существующих донныне (1 - 34) [28]. Первая

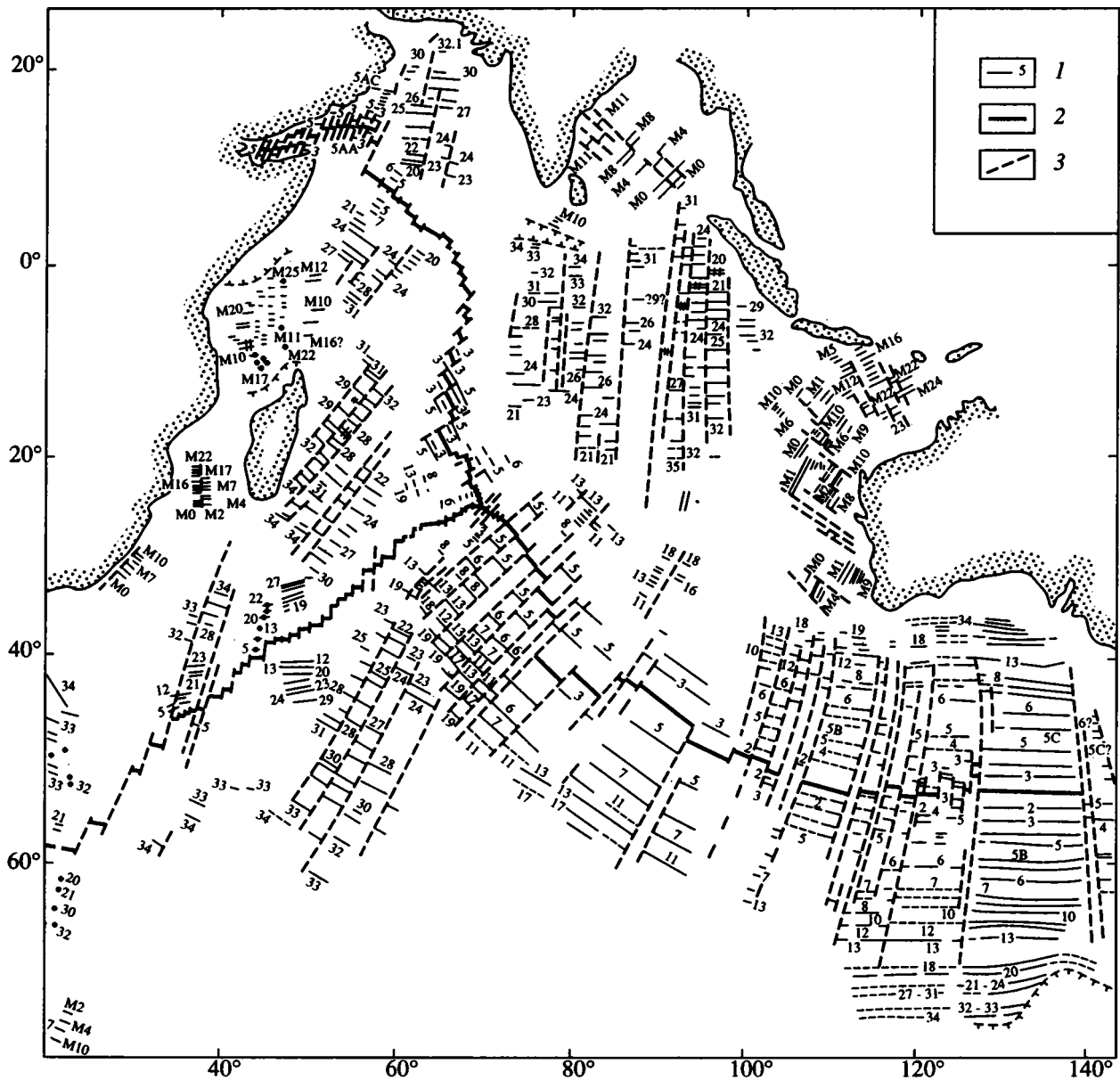


Рис. 8. Линейные магнитные аномалии и системы разломов в Индийском океане. Составил А.А. Шрейдер (1994 г.)
1 – магнитные аномалии; 2 – спрединговые хребты; 3 – разломы.

Возраст кровли второго слоя по данным глубоководных скважин

Название впадины	№ скв.	Район	Глубина дна, м	Возраст базальтов
Сомалийская (возраст древнейших разбуренных отложений – сеноман; западная часть, скв. 241, глубина дна 4054 м)	235	Северная часть, южнее разлома Оуэн	5146	N_1
	240	Центральная часть	5082	P_2^1
	236	Восточная часть	4487	P_1^2
Мозамбикская	248	Центральная часть	4994	$P_1 - P_2^1$
	250	Южная часть	5119	K_2k
Маскаренская	239	Восточнее Мадагаскара	4971	K_2km
Мадагаскарская	245	Южная часть	4857	P_1^1
Аравийская	220	Южная часть	4036	P_2^1
	221	»	4650	P_2^2
	223	Вблизи хребта Оуэн	3633	P_1
Центральная	215	К западу от Восточно-Индийского хребта	5321	P_1
Северо-Австралийская	260	Близ подножья плато Эксмут	5709	K_1al
	261	Абиссаль Арго	5667	J_3km
	765	Абиссаль Арго, южная часть	5714	$K_1b - v_1$
Кокосовая	213	Западная часть	5611	P_1^2
Западно-Австралийская (Уортон)	211	Близ Зондского желоба	5635	$K_2km - m$
	212	Южная часть	6243	K_2
	256	Южная часть	5361	K_1
Кювье	263	Центральная часть	5065	K_1al
Гасконская	766	Граница с впадиной Кювье	>4000	K_1v
Пертская	259	Приавстралийская часть	4076	K_1a
	257	Центральная часть		K_1al

группа аномалий тяготеет к океанским окраинам, котловинам Африкано-Антарктической, Агульяс, Мозамбикской, Сомалийской – на западе океана и Арго, Гасконской, Кювье и Пертской – на востоке. Естественно, что эти данные служат одним из доказательств факта отрыва и движения террейнов от материковых масс и индикатором времени как отрыва, так и движения. В последнее время аномалии $M_0 - M_{11}$ выявлены в Бенгальском заливе.

Вторая группа аномалий присуща котловинам Аравийской, восточной части Сомалийской, Маскаренской, Мадагаскарской, Крозе, Центральной, Уортон.

Третья группа охватывает Красное море, Аденский залив и все современные спрединговые хребты.

Порядковые номера линейных аномалий в каждой обособленной системе особые, так что начало рифтинга в соответствующих районах весьма различное. Самые древние аномалии зафиксированы во впадинах Арго ($M_5 - M_{25}$) и Сомалийской ($M_{10} - M_{25}$).

Неравномерностью и разномасштабностью характеризуется и процесс формирования 2-го слоя коры океана. Опорными в данном случае являются данные глубоководного бурения, хотя скважин для столь крупной акватории еще очень мало. Всего имеется 104 точки бурения. Из них в базальты вошло 56 скважин. Не всегда есть цифры абсолютного возраста вскрытых пород. В большинстве случаев время образования 2-го слоя определяется косвенно, по возрасту низов перекрывающих базальты осадочных отложений. Конечно, это лишь минимальный возраст базальтов.

Неравномерность развития 2-го слоя фиксируется данными о его возрасте в пределах глубоководных впадин, что и отражено в таблице.

Таблица – это не абсолют. В некоторых случаях базальты могут оказаться силлами, как это обнаружено, например, в скв. 713. В других случаях осадочные отложения залегают на базальтах с более или менее значительным размывом (перерывом). Тем не менее таблица, несомненно, дает общее представление об асинхронности образования 2-го слоя, что исключает, на взгляд автора, гипотезу об образовании Индийского океана путем базификации континентальной массы.

В противовес точке зрения о том, что петрохимические характеристики базальтов океанов – такая же “константа”, как и состав морской воды или атмосферы, автором и его сотрудниками обосновывалось представление об их различии, позволяющем выделять магматические провинции в океанах вообще и в Индийском океане, в частности [9, 15, 20, 21]. В специфике составов базальтов нередко можно видеть отражение латеральной гетерогенности мантии, откуда нетрудно подойти к геодинамическим построениям, менее абстрактным, чем чисто теоретические.

Специальную работу в этом плане выполнил Г.Л. Кашинцев [4, 5]. Он проанализировал магматизм в регионе Индийского океана за последние 190 млн. лет на фоне тектонических и геодинамических палеорекоstructions, отраженных на 8 картах для разных временных уровней. Главный вывод исследования состоит в том, что в Индийском океане выделяются две геохимически раз-

нородные провинции, приуроченные к его западной и юго-восточной областям, с разделом между ними в районе тройного сочленения спрединговых хребтов и что существование таких провинций связано с гетерогенностью мантии, прослеживающейся на всем протяжении изученного отрезка геологического времени. Г.Л. Кашинцев полагает, что эта гетерогенность отражает исходную пространственную разнородность мантии, с одной стороны, и различный энергетический потенциал двух сопредельных трансмантийных потоков, с другой.

Столь длительное постоянство мантийных различий требует особого внимания. Сейчас можно сказать лишь то, что корни горизонтально движущихся масс верхних геосфер лежат выше уровня этих кардинальных различий.

Таким образом, движущие силы в верхних геосферах океана – это некий особый геодинамический феномен. Судя по деформациям, они действуют на разных уровнях и интенсивность их от места к месту меняется. Разделом индоокеанских базальтовых суперпровинций, наиболее вероятно, является демаркационная разломная зона Амстердам.

Проблема структурного развития Индийского океана тесно связана с проблемой океана Тетис. Ее фундаментальное решение дается на 14 палеогеографических картах, помещенных в “Атласе Тетиса” [31]. Карты охватывают большой отрезок геологической истории, начиная с 266 - 264 млн. лет назад (поздний мургаб) и кончая кайнозойем. До позднего мела между Евразией и Гондваной существовал обширный клин древней Пацифики, вершина которого доходила до современного

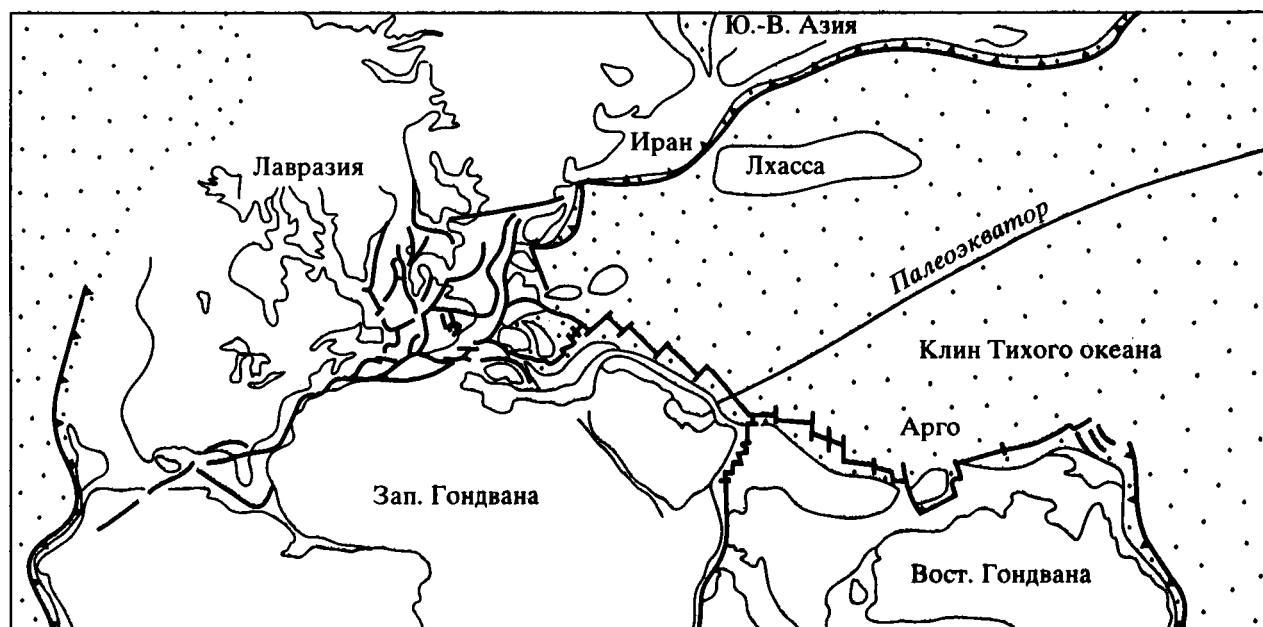


Рис. 9. Геодинамическая реконструкция для норийского времени, по [31].

Восточного Средиземноморья (рис. 9). Но уже на карте 94 - 92 млн. лет (поздний сеноман) показано значительное удаление Австралии от Индии, так что на следующей карте (69.5 - 65 млн. лет, поздний маастрихт), по сути дела, уже нет клиновидного залива Тихого океана, а существует Праиндийский океан. Его отличительная особенность в том, что Индия с запада, севера и востока окружена большими океанскими пространствами, в которых продолжается рифтинговый (спрединговый) процесс. Главная система спрединга до титона включительно проходила вблизи северной окраины гондванских масс, и лишь в дальнейшем появились поперечные ей направления.

С раннего апта (114 - 112 млн. лет) на севере океана наметилась Зондская островная дуга, которая в дальнейшем разворачивалась на восток и в позднеэоценовое время (30 - 28 млн. лет) изолировала Зондский шельф, оставив только небольшое пространство, связующее Индийский океан с Тихим.

Близкий к современному характер Индийский океан приобрел в начале - середине миоцена.

Тетис развивался на запад от Тихоокеанского клина. Первичная узкая вытяжка к югу от Кавказа и Каспия зона наметилась еще в мургабское время, но разъединение между Африкой и Иберией произошло только в тоаре (карта 184 - 182 млн. лет). Пика в своем развитии Тетис достиг в поздней юре и раннем мелу, т.е. в эпохи, отвечающие первым фазам образования Индийского океана. Спад в развитии Тетиса начался в конце мелового периода, а в эоцене, когда Индия перешла экватор и присоединилась к Азиатскому блоку, от океана Тетис остались только реликты. В конечном счете получается картина обратнопропорциональной зависимости между развитием Тетиса и Индийского океана. Впрочем, по масштабу это очень разные образования: Индийский океан по площади превосходит Тетис во много раз, но он сопоставим с Тихоокеанским клином, о котором говорилось выше.

Цитированный "Атлас Тетиса" развивает более ранние палеорекострукции, например, содержащиеся в публикации [32].

Совокупность всех приведенных данных свидетельствует о том, что структурная дисгармония, или, как она здесь названа, тектоническая рассогласованность, дна Индийского океана оказалась результатом влияния большого спектра нелинейных тектонических, магматических и геодинамических эффектов. Но в конечном итоге все эти эффекты интегрировались, сформировав огромный водный бассейн, субстрат которого в основном образован симатической корой. В этой интеграции отражен сложнейший процесс океаногенеза, который в данном случае есть не что

иное, как процесс самоорганизации новообразованного мегаокеана.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-8934).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И.* Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // *Физика Земли*. 1993. № 11. С. 16 - 26.
2. *Геолого-геофизический атлас Индийского океана*. М.: АН СССР, ГУГК СМ СССР, 1975. 151 с.
3. *Геофизические поля и строение дна океанских котловин*. М.: Наука, 1990. 221 с.
4. *Кашиинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра - палеоцен) // *Геотектоника*. 1993. № 3. С. 55 - 68.
5. *Кашиинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана. Палеоцен - плейстоцен // *Геотектоника*. 1994. № 5. С. 70 - 81.
6. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан) // *Вопросы микропалеонтологии*. 1977. Вып. 19. С. 124 - 227.
7. *Левченко О.В., Милановский В.Е., Попов А.А.* Карта мощности осадков и тектоника дистальной части Бенгальского конуса выноса // *Океанология*. 1993. Т. 33. № 2. С. 269 - 275.
8. *Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д.* Внутриплитная тектоно-магматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // *Докл. АН*. 1992. Т. 324. № 5. С. 1064 - 1068.
9. *Молчанова Т.В.* Некоторые провинциальные петро- и геохимические особенности базальтоидов Индийского океана // *Твердая кора океанов (проект "Литос")*. М.: Наука, 1987. С. 96 - 101.
10. *Пилипенко А.И., Корсаков О.Д.* Тектонические деформации литосферы Индийского океана // *Геотектоника*. 1992. № 5. С. 27 - 44.
11. *Пилипенко А.И., Свистунов А.И.* Тектонические деформации океанического фундамента Сомалийской котловины // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 315. № 1. С. 172 - 175.
12. *Пилипенко А.И., Сивуха Н.М.* Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан) // *Геотектоника*. 1990. № 2. С. 112 - 122.
13. *Пилипенко А.И., Сивуха Н.М.* Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // *Геотектоника*. 1991. № 1. С. 109 - 123.
14. *Пушаровский Ю.М.* Принципы тектонического районирования океанов // *Геотектоника*. 1972. № 6. С. 18 - 28.
15. *Пушаровский Ю.М.* Тектоника и магматизм океанов // *Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис*. М.: Наука, 1983. С. 13 - 17.

16. Пущаровский Ю.М. Демаркационные разломные зоны в океанах // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616 - 620.
17. Пущаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
18. Пущаровский Ю.М., Алексеев М.Н. Шельфы Евразии: типы, палеогеологические аспекты // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 4. С. 488 - 491.
19. Пущаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3 - 19.
20. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор) // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 5 - 19.
21. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15 - 26.
22. Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д., Разницын Ю.Н., Леонов Ю.Г., Макаров В.И. Тектоническая расслоенность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 32 - 40.
23. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанической коры // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1441 - 1444.
24. Савельева Г.Н. Разлом Оуэн // Геотектоника. 1981. № 6. С. 3 - 14.
25. Сборщиков И.М., Кашинцев Г.Л., Гольмиток А.Я. и др. Подводная гора Афанасия Никитина - внутриплитный вулкан // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 3. С. 692 - 695.
26. Сборщиков И.М., Кашинцев Г.Л., Гольмиток А.Я. и др. Геологическое строение подводной горы Афанасия Никитина в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 5. С. 846 - 852.
27. Удинцев Г.Б. Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. М.: Наука, 1989. 112 с.
28. Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1989. 44 с.
29. Щербаков В.С., Кара В.И., Пилипенко А.И. Структура и история развития центральной части Маскаренского хребта в кайнозой // Геотектоника. 190. № 2. С. 102 - 111.
30. Amano K., Taira A. Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma // Geology. 1992. Vol. 20. № 5. P. 391 - 394.
31. Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds Dercourt J., Ricon L.E., Vrielynek B. Paris, 1993.
32. Besse J., Courtillot V. Paleogeographic maps of the continents bordering of the Indian Ocean since the Early Jurassic // Journ. of Geophys. Res. 1988. Vol. 93. B10. P. 11791 - 11808.
33. Bull J.M. Structural style of intraplate deformation Central Indian Ocean Basin: evidence for the role of fracture zones // Tectonophysics. 1990. Vol. 184. № 2. P. 213 - 228.
34. Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, Central Indian Ocean, and their tectonic significance // J. of the Geological Society. London, 1992. Vol. 149. Pt. 6. P. 955 - 966.
35. Chamot-Rooke N., Jestin F., Voogd B. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // Geology. 1993. Vol. 21. № 11. P. 1043 - 1046.
36. Fairbridge R. Some bathymetric and geotectonic features of the eastern part of the Indian Ocean // Deep-Sea Res. 1955. Vol. 2. № 3. P. 161 - 171.
37. Gantier I., Weis D., Mennessier J.-P. et al. Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position // Earth. a. Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 100. № 1 - 3. P. 59 - 76.
38. GEBKO. Central bathymetric chart of the oceans. 5-th edition. Ottawa, 1984. 19 sh.
39. Giret A. Typology, evolution, and origin of the Kerguelen plutonic series. Indian Ocean: a review // Geological Journal. 1990. Vol. 25. № 3 - 4. P. 239 - 247.
40. Gregoire M., Mattlell N., Nicollet G. et al. Oceanic mafic granulite xenoliths from the Kerguelen archipelago // Nature. 1994. Vol. 367. № 6461. P. 360 - 363.
41. Heezen B.C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift // Phyllos. Trans. Roy. Soc. London, 1965. Vol. 258. P. 90 - 106.
42. Kamesh Raju K.A., Ramprasad T., Kodagali V.N., Nair R.R. Multibeam bathymetric, gravity and magnetic studies over 79°E Fracture zone, Central Indian Basin // Journ. of Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № B6. P. 9605 - 9618.
43. Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A. et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Atlantic discordance // Nature. 1988. Vol. 333. № 6174. P. 623 - 629.
44. Kolla V., Coumes F. Extension of structural and tectonic trends from the Indian subcontinent into the Eastern Arabian Sea // Marine and Petroleum Geology. 1990. Vol. 7. № 2. P. 188 - 196.
45. Levchenko O.V. Tectonic aspects of intraplate seismicity in the northeastern Indian Ocean // Tectonophysics. 1989. Vol. 170. № 1. P. 125 - 139.
46. Munsch M., Schlich R. Structure and evolution of the Kerguelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduces from seismic stratigraphy studies // Marine Geology. 1987. Vol. 76. № 1. P. 131 - 152.
47. Munsch M., Schlich R. The Rodriguez triple junction (Indian Ocean): structure and evolution for the past one million years // Marine Geophysical Res. 1989. Vol. 11. № 1. P. 1 - 14.
48. Rad U., Thurow J., Haq B.U. et al. Triassic to Cenozoic evolution of the NW Australian continental margin and the birth of the Indian Ocean (preliminary results of ODP Legs 122 and 123) // Geologische Rundschau. 1989. Vol. 78. № 3. P. 1189 - 1210.
49. Ramana M.K., Ramprasad T., Raju K.K.A., Desa M. Geophysical studies over a segment of the Carlsberg

- ridge, Indian ocean // *Marine Geology*. 1993. Vol. 115. № 1 - 2. P. 21 - 28.
50. *Schaming M., Rotstein Y.* Basement reflectors in the Kerguelen Plateau, south Indian Ocean: indications for the structure and early history of the plateau // *Geological. Soc. of Amer. Bull.* 1990. Vol. 102. № 5. P. 580 - 592.
51. *Subrahmanyam V., Ramana M.V., Gopala Rao D.* Reactivation of Precambrian faults on south-western continental margin of India: evidence from gravity anomalies // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 219. № 4. P. 327 - 339.
52. *Weis D., Frey F.A., Saunders A., Gibson I.* Ninetyeast Ridge (Indian Ocean): A 5000 km record of a Dupal mantle plume // *Geology*. 1991. Vol. 19. № 2. P. 99 - 102.

Tectonics of the Indian ocean

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

According to tectonic and geodynamic features, the Indian ocean is divisible into large Madagascar-Seychelles, Central Indian, Kerguelen, and Australian regions. The demarcation Amsterdam fracture zone intersects the main rift system, and separates western and southwestern parts of the ocean, which are very different in their structural evolution. Two other demarcation lines, the Owen and Australian-Antarctic fracture zones, also are of a high tectonic significance. The West Indian ridge is the youngest (Pliocene?) element of spreading system of the Indian ocean. It extends to the Prince Edward fracture zone, and between the latter and Bouvet Island, there is a peculiar zone, where terminations of the South Atlantic and West Indian ridges suffer a geodynamic transformaton. The Indian ocean is a clear example of the large self-organizing segment of the oceanic crust. Its main structural features originated during the Cenozoic. The structural disagreement in sea-floor tectonics is a prominent feature of the Indian ocean.

Неравномерность развития 2-го слоя фиксируется данными о его возрасте в пределах глубоководных впадин, что и отражено в таблице.

Таблица – это не абсолют. В некоторых случаях базальты могут оказаться силлами, как это обнаружено, например, в скв. 713. В других случаях осадочные отложения залегают на базальтах с более или менее значительным размывом (перерывом). Тем не менее таблица, несомненно, дает общее представление об асинхронности образования 2-го слоя, что исключает, на взгляд автора, гипотезу об образовании Индийского океана путем базификации континентальной массы.

В противовес точке зрения о том, что петрохимические характеристики базальтов океанов – такая же “константа”, как и состав морской воды или атмосферы, автором и его сотрудниками обосновывалось представление об их различии, позволяющем выделять магматические провинции в океанах вообще и в Индийском океане, в частности [9, 15, 20, 21]. В специфике составов базальтов нередко можно видеть отражение латеральной гетерогенности мантии, откуда нетрудно подойти к геодинамическим построениям, менее абстрактным, чем чисто теоретические.

Специальную работу в этом плане выполнил Г.Л. Кашинцев [4, 5]. Он проанализировал магматизм в регионе Индийского океана за последние 190 млн. лет на фоне тектонических и геодинамических палеорекоstructions, отраженных на 8 картах для разных временных уровней. Главный вывод исследования состоит в том, что в Индийском океане выделяются две геохимически раз-

нородные провинции, приуроченные к его западной и юго-восточной областям, с разделом между ними в районе тройного сочленения спрединговых хребтов и что существование таких провинций связано с гетерогенностью мантии, прослеживающейся на всем протяжении изученного отрезка геологического времени. Г.Л. Кашинцев полагает, что эта гетерогенность отражает исходную пространственную разнородность мантии, с одной стороны, и различный энергетический потенциал двух сопредельных трансмантийных потоков, с другой.

Столь длительное постоянство мантийных различий требует особого внимания. Сейчас можно сказать лишь то, что корни горизонтально движущихся масс верхних геосфер лежат выше уровня этих кардинальных различий.

Таким образом, движущие силы в верхних геосферах океана – это некий особый геодинамический феномен. Судя по деформациям, они действуют на разных уровнях и интенсивность их от места к месту меняется. Разделом индоокеанских базальтовых суперпровинций, наиболее вероятно, является демаркационная разломная зона Амстердам.

Проблема структурного развития Индийского океана тесно связана с проблемой океана Тетис. Ее фундаментальное решение дается на 14 палеогеографических картах, помещенных в “Атласе Тетиса” [31]. Карты охватывают большой отрезок геологической истории, начиная с 266 - 264 млн. лет назад (поздний мургаб) и кончая кайнозойем. До позднего мела между Евразией и Гондваной существовал обширный клин древней Пацифики, вершина которого доходила до современного

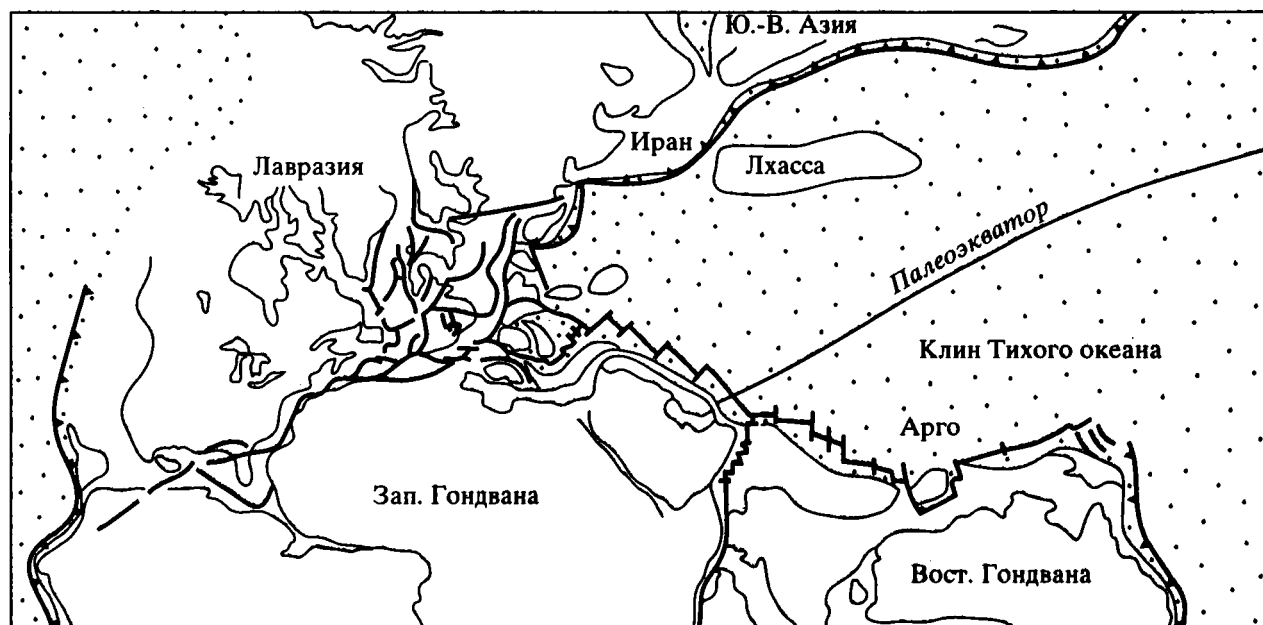


Рис. 9. Геодинамическая реконструкция для норийского времени, по [31].

Восточного Средиземноморья (рис. 9). Но уже на карте 94 - 92 млн. лет (поздний сеноман) показано значительное удаление Австралии от Индии, так что на следующей карте (69.5 - 65 млн. лет, поздний маастрихт), по сути дела, уже нет клиновидного залива Тихого океана, а существует Праиндийский океан. Его отличительная особенность в том, что Индия с запада, севера и востока окружена большими океанскими пространствами, в которых продолжается рифтинговый (спрединговый) процесс. Главная система спрединга до титона включительно проходила вблизи северной окраины гондванских масс, и лишь в дальнейшем появились поперечные ей направления.

С раннего апта (114 - 112 млн. лет) на севере океана наметилась Зондская островная дуга, которая в дальнейшем разворачивалась на восток и в позднеэоценовое время (30 - 28 млн. лет) изолировала Зондский шельф, оставив только небольшое пространство, связующее Индийский океан с Тихим.

Близкий к современному характер Индийский океан приобрел в начале - середине миоцена.

Тетис развивался на запад от Тихоокеанского клина. Первичная узкая вытянутая к югу от Кавказа и Каспия зона наметилась еще в мургабское время, но разъединение между Африкой и Иберией произошло только в тоаре (карта 184 - 182 млн. лет). Пика в своем развитии Тетис достиг в поздней юре и раннем мелу, т.е. в эпохи, отвечающие первым фазам образования Индийского океана. Спад в развитии Тетиса начался в конце мелового периода, а в эоцене, когда Индия перешла экватор и присоединилась к Азиатскому блоку, от океана Тетис остались только реликты. В конечном счете получается картина обратнопропорциональной зависимости между развитием Тетиса и Индийского океана. Впрочем, по масштабу это очень разные образования: Индийский океан по площади превосходит Тетис во много раз, но он сопоставим с Тихоокеанским клином, о котором говорилось выше.

Цитированный "Атлас Тетиса" развивает более ранние палеорекострукции, например, содержащиеся в публикации [32].

Совокупность всех приведенных данных свидетельствует о том, что структурная дисгармония, или, как она здесь названа, тектоническая рассогласованность, дна Индийского океана оказалась результатом влияния большого спектра нелинейных тектонических, магматических и геодинамических эффектов. Но в конечном итоге все эти эффекты интегрировались, сформировав огромный водный бассейн, субстрат которого в основном образован симатической корой. В этой интеграции отражен сложнейший процесс океаногенеза, который в данном случае есть не что

иное, как процесс самоорганизации новообразованного мегаокеана.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-8934).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И.* Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // *Физика Земли*. 1993. № 11. С. 16 - 26.
2. *Геолого-геофизический атлас Индийского океана*. М.: АН СССР, ГУГК СМ СССР, 1975. 151 с.
3. *Геофизические поля и строение дна океанских котловин*. М.: Наука, 1990. 221 с.
4. *Кашиинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра - палеоцен) // *Геотектоника*. 1993. № 3. С. 55 - 68.
5. *Кашиинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана. Палеоцен - плейстоцен // *Геотектоника*. 1994. № 5. С. 70 - 81.
6. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан) // *Вопросы микропалеонтологии*. 1977. Вып. 19. С. 124 - 227.
7. *Левченко О.В., Милановский В.Е., Попов А.А.* Карта мощности осадков и тектоника дистальной части Бенгальского конуса выноса // *Океанология*. 1993. Т. 33. № 2. С. 269 - 275.
8. *Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д.* Внутриплитная тектоно-магматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // *Докл. АН*. 1992. Т. 324. № 5. С. 1064 - 1068.
9. *Молчанова Т.В.* Некоторые провинциальные петро- и геохимические особенности базальтоидов Индийского океана // *Твердая кора океанов (проект "Литос")*. М.: Наука, 1987. С. 96 - 101.
10. *Пилипенко А.И., Корсаков О.Д.* Тектонические деформации литосферы Индийского океана // *Геотектоника*. 1992. № 5. С. 27 - 44.
11. *Пилипенко А.И., Свистунов А.И.* Тектонические деформации океанического фундамента Сомалийской котловины // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 315. № 1. С. 172 - 175.
12. *Пилипенко А.И., Сивуха Н.М.* Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан) // *Геотектоника*. 1990. № 2. С. 112 - 122.
13. *Пилипенко А.И., Сивуха Н.М.* Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // *Геотектоника*. 1991. № 1. С. 109 - 123.
14. *Пушаровский Ю.М.* Принципы тектонического районирования океанов // *Геотектоника*. 1972. № 6. С. 18 - 28.
15. *Пушаровский Ю.М.* Тектоника и магматизм океанов // *Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис*. М.: Наука, 1983. С. 13 - 17.

Неравномерность развития 2-го слоя фиксируется данными о его возрасте в пределах глубоководных впадин, что и отражено в таблице.

Таблица – это не абсолют. В некоторых случаях базальты могут оказаться силлами, как это обнаружено, например, в скв. 713. В других случаях осадочные отложения залегают на базальтах с более или менее значительным размывом (перерывом). Тем не менее таблица, несомненно, дает общее представление об асинхронности образования 2-го слоя, что исключает, на взгляд автора, гипотезу об образовании Индийского океана путем базификации континентальной массы.

В противовес точке зрения о том, что петрохимические характеристики базальтов океанов – такая же “константа”, как и состав морской воды или атмосферы, автором и его сотрудниками обосновывалось представление об их различии, позволяющем выделять магматические провинции в океанах вообще и в Индийском океане, в частности [9, 15, 20, 21]. В специфике составов базальтов нередко можно видеть отражение латеральной гетерогенности мантии, откуда нетрудно подойти к геодинамическим построениям, менее абстрактным, чем чисто теоретические.

Специальную работу в этом плане выполнил Г.Л. Кашинцев [4, 5]. Он проанализировал магматизм в регионе Индийского океана за последние 190 млн. лет на фоне тектонических и геодинамических палеореконструкций, отраженных на 8 картах для разных временных уровней. Главный вывод исследования состоит в том, что в Индийском океане выделяются две геохимически раз-

нородные провинции, приуроченные к его западной и юго-восточной областям, с разделом между ними в районе тройного сочленения срединных хребтов и что существование таких провинций связано с гетерогенностью мантии, прослеживающейся на всем протяжении изученного отрезка геологического времени. Г.Л. Кашинцев полагает, что эта гетерогенность отражает исходную пространственную разнородность мантии, с одной стороны, и различный энергетический потенциал двух сопредельных трансмантийных потоков, с другой.

Столь длительное постоянство мантийных различий требует особого внимания. Сейчас можно сказать лишь то, что корни горизонтально движущихся масс верхних геосфер лежат выше уровня этих кардинальных различий.

Таким образом, движущие силы в верхних геосферах океана – это некий особый геодинамический феномен. Судя по деформациям, они действуют на разных уровнях и интенсивность их от места к месту меняется. Разделом индоокеанских базальтовых суперпровинций, наиболее вероятно, является демаркационная разломная зона Амстердам.

Проблема структурного развития Индийского океана тесно связана с проблемой океана Тетис. Ее фундаментальное решение дается на 14 палеогеографических картах, помещенных в “Атласе Тетиса” [31]. Карты охватывают большой отрезок геологической истории, начиная с 266 - 264 млн. лет назад (поздний мургаб) и кончая кайнозойем. До позднего мела между Евразией и Гондваной существовал обширный клин древней Пацифики, вершина которого доходила до современного

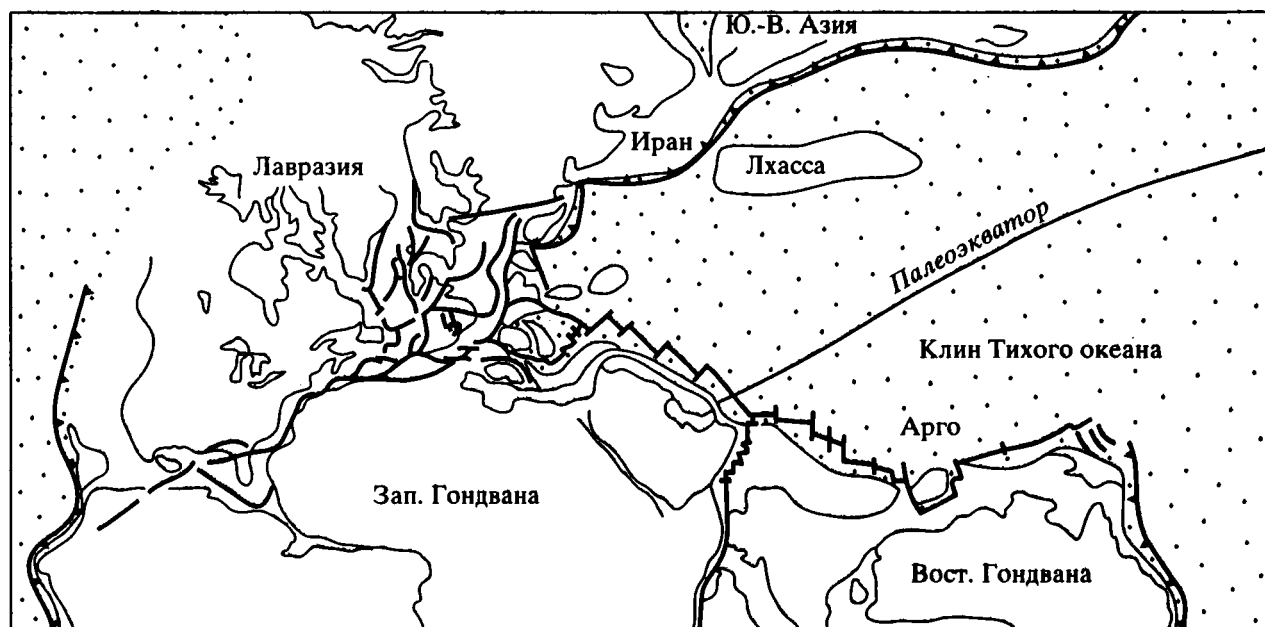


Рис. 9. Геодинамическая реконструкция для норийского времени, по [31].

Восточного Средиземноморья (рис. 9). Но уже на карте 94 - 92 млн. лет (поздний сеноман) показано значительное удаление Австралии от Индии, так что на следующей карте (69.5 - 65 млн. лет, поздний маастрихт), по сути дела, уже нет клиновидного залива Тихого океана, а существует Праиндийский океан. Его отличительная особенность в том, что Индия с запада, севера и востока окружена большими океанскими пространствами, в которых продолжается рифтинговый (спрединговый) процесс. Главная система спрединга до титона включает проходила вблизи северной окраины гондванских масс, и лишь в дальнейшем появились поперечные ей направления.

С раннего апта (114 - 112 млн. лет) на севере океана наметилась Зондская островная дуга, которая в дальнейшем разворачивалась на восток и в позднеерупельское время (30 - 28 млн. лет) изолировала Зондский шельф, оставив только небольшое пространство, связующее Индийский океан с Тихим.

Близкий к современному характер Индийский океан приобрел в начале - середине миоцена.

Тетис развивался на запад от Тихоокеанского клина. Первичная узкая вытянутая к югу от Кавказа и Каспия зона наметилась еще в мургабское время, но разъединение между Африкой и Иберией произошло только в тоаре (карта 184 - 182 млн. лет). Пика в своем развитии Тетис достиг в поздней юре и раннем мелу, т.е. в эпохи, отвечающие первым фазам образования Индийского океана. Спад в развитии Тетиса начался в конце мелового периода, а в эоцене, когда Индия перешла экватор и присоединилась к Азиатскому блоку, от океана Тетис остались только реликты. В конечном счете получается картина обратнопропорциональной зависимости между развитием Тетиса и Индийского океана. Впрочем, по масштабу это очень разные образования: Индийский океан по площади превосходит Тетис во много раз, но он сопоставим с Тихоокеанским клином, о котором говорилось выше.

Цитированный "Атлас Тетиса" развивает более ранние палеорекострукции, например, содержащиеся в публикации [32].

Совокупность всех приведенных данных свидетельствует о том, что структурная дисгармония, или, как она здесь названа, тектоническая рассогласованность, дна Индийского океана оказалась результатом влияния большого спектра нелинейных тектонических, магматических и геодинамических эффектов. Но в конечном итоге все эти эффекты интегрировались, сформировав огромный водный бассейн, субстрат которого в основном образован симатической корой. В этой интеграции отражен сложнейший процесс океаногенеза, который в данном случае есть не что

иное, как процесс самоорганизации новообразованного мегаокеана.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-8934).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержицкий Е.В., Лобковский Л.И.* Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // *Физика Земли*. 1993. № 11. С. 16 - 26.
2. *Геолого-геофизический атлас Индийского океана*. М.: АН СССР, ГУГК СМ СССР, 1975. 151 с.
3. *Геофизические поля и строение дна океанских котловин*. М.: Наука, 1990. 221 с.
4. *Кашицев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (поздняя юра - палеоцен) // *Геотектоника*. 1993. № 3. С. 55 - 68.
5. *Кашицев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана. Палеоцен - плейстоцен // *Геотектоника*. 1994. № 5. С. 70 - 81.
6. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан) // *Вопросы микропалеонтологии*. 1977. Вып. 19. С. 124 - 227.
7. *Левченко О.В., Милановский В.Е., Попов А.А.* Карта мощности осадков и тектоника дистальной части Бенгальского конуса выноса // *Океанология*. 1993. Т. 33. № 2. С. 269 - 275.
8. *Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д.* Внутриплитная тектоно-магматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // *Докл. АН*. 1992. Т. 324. № 5. С. 1064 - 1068.
9. *Молчанова Т.В.* Некоторые провинциальные петро- и геохимические особенности базальтоидов Индийского океана // *Твердая кора океанов (проект "Литос")*. М.: Наука, 1987. С. 96 - 101.
10. *Пилипенко А.И., Корсаков О.Д.* Тектонические деформации литосферы Индийского океана // *Геотектоника*. 1992. № 5. С. 27 - 44.
11. *Пилипенко А.И., Свистунов А.И.* Тектонические деформации океанического фундамента Сомалийской котловины // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 315. № 1. С. 172 - 175.
12. *Пилипенко А.И., Сивуха Н.М.* Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан) // *Геотектоника*. 1990. № 2. С. 112 - 122.
13. *Пилипенко А.И., Сивуха Н.М.* Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // *Геотектоника*. 1991. № 1. С. 109 - 123.
14. *Пушаровский Ю.М.* Принципы тектонического районирования океанов // *Геотектоника*. 1972. № 6. С. 18 - 28.
15. *Пушаровский Ю.М.* Тектоника и магматизм океанов // *Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис*. М.: Наука, 1983. С. 13 - 17.

16. Пущаровский Ю.М. Демаркационные разломные зоны в океанах // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616 - 620.
17. Пущаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
18. Пущаровский Ю.М., Алексеев М.Н. Шельфы Евразии: типы, палеогеологические аспекты // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 4. С. 488 - 491.
19. Пущаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3 - 19.
20. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор) // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 5 - 19.
21. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15 - 26.
22. Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д., Разницын Ю.Н., Леонов Ю.Г., Макаров В.И. Тектоническая расслоенность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 32 - 40.
23. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанической коры // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1441 - 1444.
24. Савельева Г.Н. Разлом Оуэн // Геотектоника. 1981. № 6. С. 3 - 14.
25. Сборщиков И.М., Кашинцев Г.Л., Гольмиток А.Я. и др. Подводная гора Афанасия Никитина - внутриплитный вулкан // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 3. С. 692 - 695.
26. Сборщиков И.М., Кашинцев Г.Л., Гольмиток А.Я. и др. Геологическое строение подводной горы Афанасия Никитина в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 5. С. 846 - 852.
27. Удинцев Г.Б. Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. М.: Наука, 1989. 112 с.
28. Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1989. 44 с.
29. Щербаков В.С., Кара В.И., Пилипенко А.И. Структура и история развития центральной части Маскаренского хребта в кайнозой // Геотектоника. 190. № 2. С. 102 - 111.
30. Amano K., Taira A. Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma // Geology. 1992. Vol. 20. № 5. P. 391 - 394.
31. Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds Dercourt J., Ricon L.E., Vrielynek B. Paris, 1993.
32. Besse J., Courtillot V. Paleogeographic maps of the continents bordering of the Indian Ocean since the Early Jurassic // Journ. of Geophys. Res. 1988. Vol. 93. B10. P. 11791 - 11808.
33. Bull J.M. Structural style of intraplate deformation Central Indian Ocean Basin: evidence for the role of fracture zones // Tectonophysics. 1990. Vol. 184. № 2. P. 213 - 228.
34. Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, Central Indian Ocean, and their tectonic significance // J. of the Geological Society. London, 1992. Vol. 149. Pt. 6. P. 955 - 966.
35. Chamot-Rooke N., Jestin F., Voogd B. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // Geology. 1993. Vol. 21. № 11. P. 1043 - 1046.
36. Fairbridge R. Some bathymetric and geotectonic features of the eastern part of the Indian Ocean // Deep-Sea Res. 1955. Vol. 2. № 3. P. 161 - 171.
37. Gantier I., Weis D., Mennessier J.-P. et al. Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position // Earth. a. Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 100. № 1 - 3. P. 59 - 76.
38. GEBKO. Central bathymetric chart of the oceans. 5-th edition. Ottawa, 1984. 19 sh.
39. Giret A. Typology, evolution, and origin of the Kerguelen plutonic series. Indian Ocean: a review // Geological Journal. 1990. Vol. 25. № 3 - 4. P. 239 - 247.
40. Gregoire M., Mattlell N., Nicollet G. et al. Oceanic mafic granulite xenoliths from the Kerguelen archipelago // Nature. 1994. Vol. 367. № 6461. P. 360 - 363.
41. Heezen B.C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift // Phyllos. Trans. Roy. Soc. London, 1965. Vol. 258. P. 90 - 106.
42. Kamesh Raju K.A., Ramprasad T., Kodagali V.N., Nair R.R. Multibeam bathymetric, gravity and magnetic studies over 79°E Fracture zone, Central Indian Basin // Journ. of Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № B6. P. 9605 - 9618.
43. Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A. et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Atlantic discordance // Nature. 1988. Vol. 333. № 6174. P. 623 - 629.
44. Kolla V., Coumes F. Extension of structural and tectonic trends from the Indian subcontinent into the Eastern Arabian Sea // Marine and Petroleum Geology. 1990. Vol. 7. № 2. P. 188 - 196.
45. Levchenko O.V. Tectonic aspects of intraplate seismicity in the northeastern Indian Ocean // Tectonophysics. 1989. Vol. 170. № 1. P. 125 - 139.
46. Munsch M., Schlich R. Structure and evolution of the Kerguelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduces from seismic stratigraphy studies // Marine Geology. 1987. Vol. 76. № 1. P. 131 - 152.
47. Munsch M., Schlich R. The Rodriguez triple junction (Indian Ocean): structure and evolution for the past one million years // Marine Geophysical Res. 1989. Vol. 11. № 1. P. 1 - 14.
48. Rad U., Thurow J., Haq B.U. et al. Triassic to Cenozoic evolution of the NW Australian continental margin and the birth of the Indian Ocean (preliminary results of ODP Legs 122 and 123) // Geologische Rundschau. 1989. Vol. 78. № 3. P. 1189 - 1210.
49. Ramana M.K., Ramprasad T., Raju K.K.A., Desa M. Geophysical studies over a segment of the Carlsberg

- ridge, Indian ocean // *Marine Geology*. 1993. Vol. 115. № 1 - 2. P. 21 - 28.
50. *Schaming M., Rotstein Y.* Basement reflectors in the Kerguelen Plateau, south Indian Ocean: indications for the structure and early history of the plateau // *Geological. Soc. of Amer. Bull.* 1990. Vol. 102. № 5. P. 580 - 592.
51. *Subrahmanyam V., Ramana M.V., Gopala Rao D.* Reactivation of Precambrian faults on south-western continental margin of India: evidence from gravity anomalies // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 219. № 4. P. 327 - 339.
52. *Weis D., Frey F.A., Saunders A., Gibson I.* Ninetyeast Ridge (Indian Ocean): A 5000 km record of a Dupal mantle plume // *Geology*. 1991. Vol. 19. № 2. P. 99 - 102.

Tectonics of the Indian ocean

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

According to tectonic and geodynamic features, the Indian ocean is divisible into large Madagascar-Seychelles, Central Indian, Kerguelen, and Australian regions. The demarcation Amsterdam fracture zone intersects the main rift system, and separates western and southwestern parts of the ocean, which are very different in their structural evolution. Two other demarcation lines, the Owen and Australian-Antarctic fracture zones, also are of a high tectonic significance. The West Indian ridge is the youngest (Pliocene?) element of spreading system of the Indian ocean. It extends to the Prince Edward fracture zone, and between the latter and Bouvet Island, there is a peculiar zone, where terminations of the South Atlantic and West Indian ridges suffer a geodynamic transformation. The Indian ocean is a clear example of the large self-organizing segment of the oceanic crust. Its main structural features originated during the Cenozoic. The structural disagreement in sea-floor tectonics is a prominent feature of the Indian ocean.

УДК 551.24:061.3

СОВЕЩАНИЕ “ТЕКТОНИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ”

© 1995 г. Ю. В. Карякин

Очередное 28-е тектоническое совещание, организованное Межведомственным тектоническим комитетом Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН, Геологическим институтом РАН и Геологическим факультетом МГУ по проблеме “Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии”, состоялось в период с 31 января по 3 февраля 1995 года. Совещание было посвящено 100-летию со дня рождения академика Н.С. Шатского.

В работе совещания приняло участие около 300 ученых и специалистов России, Белоруссии и Украины. Всего было заслушано 25 устных и большое количество стендовых докладов, в которых нашли отражение важнейшие вопросы геологии, нефтегазоносности и металлогении осадочных бассейнов древних и молодых платформ, пассивных и активных континентальных окраин Северной Евразии, проблемы их математического моделирования.

Председатель комитета Ю.Г. Леонов, анализируя научное наследие Н.С. Шатского, рассмотрел главные направления его исследований по тектонике платформ, сохранивших до сих пор свою актуальность, и наметил круг проблем, которым должен быть отдан приоритет в настоящее время.

Р.Г. Гарецкий в своем докладе провел анализ строения и закономерностей расположения разновозрастных авлакогенов Северной Евразии. Сделал вывод о том, что к структурам такого типа, следуя Н.С. Шатскому, нужно относить только те внутриконтинентальные палеорифты, которые дискордантны по отношению к фундаменту платформ и имеют продольную асимметрию. Авлакогены формируются в условиях растяжения при листрическом раскалывании литосферы и характеризуются специфическим набором как осадочных, так и магматических формаций.

Сравнительный анализ Днепровско-Донецкого и Красноморского рифтов привел А.В. Чекунова к выводу о том, что, несмотря на имеющиеся отличия в размерах, возрасте и темпах формирования этих рифтов, они обладают сходством тектонической позиции, геологического и глубинного строения, стадийности образования, кинематики движений и состава вулканитов. В совокупности это позволяет рассматривать их как геотектонические эквиваленты. Это существенно для изуче-

ния общих эволюционных изменений рифтинга на континентах, а также прогнозной реконструкции ранней истории образования ныне погребенного Днепровско-Донецкого палеорифта.

В докладе К.А. Клещева, В.С. Шеина и Д.А. Астафьева были представлены модели строения и эволюции нефтегазоносных осадочных бассейнов с позиции многоярусной тектоники литосферных плит. В пределах Северной Евразии установлены следующие типы нефтегазоносных осадочных бассейнов: континентальных рифтов и надрифтовых депрессий (Припятский, Днепровско-Донецкий, Тургайский); современных пассивных континентальных окраин (Балтийский, осадочные бассейны арктических шельфов); трансформированных континентальных окраин (Волго-Уральский, Лено-Виллюйский, осадочные бассейны Сибирского континента); нефтегазоносные осадочные бассейны активной континентальной окраины Дальнего Востока; осадочные бассейны орогенов, возникших при столкновении малых плит (Терско-Каспийский, Прикопетдагский, Южно-Каспийский), а также осадочные бассейны комбинированного типа (Прикаспийский, Западно-Сибирский, Тимано-Печорский, Ферганский, Чусарысуйский).

Общие особенности строения и развития осадочных бассейнов молодых платформ Северной Евразии были рассмотрены Н.А. Крыловым. Среди осадочных бассейнов эпипалеозойских платформ выделяются две группы: плитные (ортоплатформенные) бассейны мезозойско-кайнозойского возраста и доплитные, пермско-триасовые. Геодинамическая обстановка формирования плитных бассейнов характеризовалась отсутствием крупных горизонтальных перемещений. Подчеркнуто наличие специфических структур чехла, отсутствующих на древних платформах, отмечены особенности формационных рядов (преобладание в разрезе терригенных формаций платформенного класса над карбонатными, преимущественно полимиктовый состав песчаников в терригенных формациях и т.д.).

В геологической истории Восточно-Европейской платформы Е.Е. Милановским, А.М. Никишиными, В.И. Горбачевым, З.В. Сапрыкиным, П.А. Фокиным и А.В. Фурне различаются два главных мегаэтапа: авлакогенный (рифей - ранний

венд) и плитный (поздний венд - фанерозой), в течение которых происходило формирование осадочных бассейнов различного типа. Осадочные бассейны первого типа – это рифтогенные и перикратонные прогибы, развитие которых связано с эволюцией Уральского подвижного пояса. Осадочные бассейны второго типа – это, главным образом, синеклизы, заложение которых происходило в течение нескольких этапов синхронно главным циклам тектонического развития Урало-Монгольского (поздний венд - ранний девон), Северо-Атлантического (средний девон - триас) и Средиземноморского (юра - кайнозой) поясов.

К аналогичному выводу о том, что эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое находится в прямой связи с тектоническими событиями в окружающих палеоокеанических пространствах, пришли А.Ф. Грачев, В.Г. Николаев и К.Б. Сеславинский. В то же время эти исследователи считают, что платформенного вулканизма как такового не существует.

Результаты геолого-геофизических исследований по геотраверсу I класса "Гранит", протяженностью 3600 км, были представлены в докладе С.Н. Кашубина, В.Б. Соколова и В.М. Рыбалки. На геотраверсе выполнен комплекс геофизических работ, включающий МОГТ, КМПВ, магнитотеллурические зондирования, геоэлектрохимические исследования, гелиевую и аэромагнитную съемки. Геотраверс "соединил" четыре сверхглубокие скважины: Криворожскую, Ново-Елоховскую, Уральскую и Тюменскую. Полученные данные позволили выделить в разрезе земной коры Восточно-Европейской платформы крупные геоблоки с различными отражательными и скоростными характеристиками, детально расшифровать внутреннюю структуру Пачелмского и Калтасинского авлакогенов.

Геодинамические режимы формирования и тектонической эволюции Мезенского и Печерского осадочных бассейнов были охарактеризованы В.А. Дедеевым, Н.А. Малышевым и Б.И. Пименовым. Показано, что они образованы рядом латерально и вертикально сопряженных палеобассейнов, формировавшихся в различных геодинамических условиях. Новые сейсмические данные и материалы бурения показали возрастание до 8 - 10 км мощности чехла в восточной части Мезенского бассейна и аллохтонное залегание на нем пород Тиманского кряжа. Обоснован позднерифейский возраст солей в Вычегодском прогибе. В Печерском бассейне подробно охарактеризован Печеро-Колвинский аклакоген. Установлены сходство последнего с мезозойскими и современными рифтовыми структурами.

Ю.А. Волож и В.Г. Грошев подробно охарактеризовали геологию Прикаспийского солерод-

ного бассейна. Формирование соленосной формации в Прикаспийской впадине мощностью до 5 км завершило развитие палеозойского глубоководного бассейна. По возрасту и составу она расчленяется на нижнюю, кунгурскую, толщу морского генезиса и верхнюю, казанскую, лагунную. Соляные структуры морфологически весьма разнообразны. Преобладают гигантские соляные купола. Ведущим процессом в формировании соляных структур Прикаспия является галокинез.

Галогенсодержащие осадочные бассейны классифицированы Г.А. Беленицкой на 5 типов: рифтогенные внутри- и межконтинентальные, пассивно- и активно окраинные, а также коллизионные. Для активных океанических и стабильных внутриплитных обстановок галогенез не характерен. Составлена карта размещения соленосных формаций для бассейнов Северной Евразии масштаба 1 : 10000000, где основные запасы солей сосредоточены в разновозрастных рифтогенных внутриконтинентальных, активноокраинных и коллизионных осадочных бассейнах.

Сравнительная оценка развития рифейских осадочных бассейнов Восточно-Европейской и Сибирской платформ, проведенная Б.А. Соколовым, О.К. Баженовой, В.А. Егоровым и И.Е. Постниковой, показала, что при схожести общей направленности послерифейского этапа их развития имеются и различия. Главная особенность – большая тектоно-магматическая активность Сибирской платформы и, как следствие этого, более высокий уровень реализации нефтематеринского потенциала. Основные стадии нефтеобразования приурочены к общему погружению в венд-раннепалеозойское время, магматической активизации в конце палеозоя и триасе и неогеновой тектонической активизации. Образование залежей углеводородов в рифее на Сибирской платформе имеет региональный характер, а на Восточно-Европейской – локальный и связано с наиболее прогретыми частями Пачелмского, Московского, Среднерусского и Архангельского рифейских рифтов.

По мнению В.С. Суркова, Л.В. Смирнова и Ф.Г. Гурари, формирование современной структуры Западно-Сибирского осадочного бассейна обусловлено четырьмя тектоническими событиями: (1) кратонизацией и образованием Урало-Монгольского рифейско-палеозойского складчатого пояса, (2) распадом сводового поднятия (ранний триас) в результате континентального рифтогенеза, (3) раннеплитным (средний триас - средняя юра) и собственно плитным (поздняя юра - ранний палеоген) этапом развития самого осадочного бассейна, а также (4) раскрытием Арктического и Атлантического океанов. Последнее событие оказало существенное влияние не только на перестройку земной коры и смену фациальных обстановок,

но и на перераспределение залежей углеводородов, в частности, в готерив-сеноманском комплексе и как следствие на формирование гигантских месторождений нефти и газа.

А.В. Мигурским проведен анализ распределения скоплений углеводородов на Сибирской платформе и показана роль в этом процессе трапповых и эвапоритовых формаций. Соли девонский эвапоритовых формаций создали типичные формы соляного тектогенеза – соляные подушки, валы, штоки, а венд-раннекембрийской формации – участвуют в парагенезе складчато-надвиговых, рамповых структур. Все структуры служат потенциальными ловушками углеводородов. С траппами связано формирование широчайшего спектра вулкано-тектонических нарушений. Близость распределения месторождений нефти и газа к контуру регионального выклинивания траппов может быть объяснена структурным контролем и гидростатическим распределением траппового расплава.

По последним данным МОГТ, КМПВ и ГСЗ и на основе анализа структурно-формационных комплексов для востока Западной Сибири Н.А. Крыловым, В.А. Бененсоном, В.П. Мангазеевым, А.С. Ефимовым и Н.И. Карапузовым выделены доюрский рифтовый и юрско-кайнозойский платформенный этапы развития. В течение первого этапа сформировались Касско-Дубчесская (рифей – палеозой), Тымско-Худосейская (палеозой – триас), Усть-Тымская и Нюрольская (средний палеозой – триас) рифтовые зоны. В них накопилось до 9 км осадочных и эффузивно-осадочных отложений. Глубина залегания кровли этих отложений оказалась значительно большей, чем считалось ранее. На втором этапе, начиная с юрского времени, повсеместно формируется платформенный, или пострифтовый, комплекс.

А.Э. Конторовичем, А.Л. Павловым, В.В. Ревдато и А.В. Хоменко освещена история геологического развития Тунгусского осадочного бассейна, параметры траппового магматизма и различные стороны влияния последнего на нефтегазоносность. Рассмотрена методика определения температур нагревания осадочных пород интрузиями и процессы взаимодействия системы сульфат-карбонатная порода-вода-нефть. Показано, что восстановление термической истории позволяет уже сейчас прогнозировать сохранность и качество залежей углеводородов на территориях с широким развитием основного магматизма.

Осадочные бассейны Арктической окраины Евразии по геолого-геофизическим данным подразделены Б.В. Сениным и Э.В. Шипиловым на две группы – линейные и изометричные. Первые развивались как рифтовые структуры в режиме прямой унаследованности, вторые формировались

как унаследованно-наложенные на пересечении рифтов разных простираний. Они существенно различаются по характеру и структуре осадочных образований. Устанавливается циклическая последовательность смены во времени и пространстве рифтогенных комплексов осадочного чехла плитными (плитно-синеклизными).

Несколько иными критериями типизации пользуются И.С. Грамберг, Ю.Е. Погребницкий и О.И. Супруненко, которые по тектоническому строению и предыстории накопления осадочного чехла среди осадочных бассейнов Арктической окраины Евразии различают три типа: бассейны, сформировавшиеся на платформенном основании (Тимано-Печерский, Баренцевский, Северо-Карский); располагающиеся на складчатом основании (Восточно-Сибирский и Чукотский) и рифтогенные (Лаптевоморский). Для бассейнов первого типа характерны большие мощности осадочного чехла и разнообразие формаций; для второго – преобладание терригенных образований; для третьего – появление в разрезах угленосных формаций.

Ю.Е. Погребницкий, рассматривая по признаку твердого стока геодинамическую систему Северного Ледовитого океана, показал, что она охватывает ансамбль взаимосвязанных в своем развитии океанических структур, эпиконтинентальных бассейнов и орогенов. В ходе эволюции в абиссальном ядре системы формируется фемическая литосфера, а новообразованная салическая литосфера – в пограничном орогенном поясе. Между ними располагается широкая переходная зона материковой центриклинали с реликтовой литосферой. В пределах последней расположены восемь крупных седиментационных бассейнов (Норвежский, Восточно-Гренландский, Свердрупский, Аляскинско-Чукотский, Новосибирско-Чукотский, Лаптевский, Западно-Сибирский, Баренцево-Карский), которые представляют собой структуры постгерцинской тектонической активизации, наложенные на подвижные фанерозойские пояса. Сделан вывод, что формирование бассейнов сопряжено с ростом их орогенного обрамления и отвечает понятию койлогенез. По геофизическим данным, эпиконтинентальным бассейнам свойственно утонение коры на 20 - 25% и выклинивание “гранитного слоя” в депоцентрах.

Анализ комплекса тектонических, геофизических, седиментологических, морфологических и минерагенических параметров позднемезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Восточной Азии проведен Г.Л. Кирилловой. Они разделены автором на две большие группы: бассейны с корой океанического типа (бассейны – желоба, задуговые и междуговые) и бассейны с корой континентального типа (преддуговые, внутридуговые, окраинно-континентальные шельфовые,

внутриконтинентальные рифтовые). Смена геодинамических режимов может происходить неоднократно в истории развития бассейнов. Во внутридуговых бассейнах известны сульфидные руды типа Куроко, в задуговых и междуговых – железомарганцевые конкреции. С окраинно-континентальными шельфовыми и внутриконтинентальными бассейнами связаны промышленные залежи углеводородов.

Ю.К. Бурлин пришел к выводу о том, что формирование осадочных бассейнов в северной части окраинно-континентального Тихоокеанского пояса происходит на фоне взаимодействия жестких консолидированных блоков земной коры либо при сдвигах со смещением вдоль простирания основных структур (запад Северной Америки), либо в результате скупивания террейнов (Чукотско-Корякская область), либо за счет растяжения в зонах рифтогенеза, связанного с субдукцией (окраинные моря).

Палеотектонические реконструкции окраинноморский бассейнов Черноморско-Кавказского региона в период с позднего триаса до кайнозоя рассмотрены В.Г. Казьминым. После эокиммерийской коллизии раскрылось обширное окраинное море, сокращение которого в результате субдукции под Скифскую плиту привело к закрытию западной его части в раннем альбе. Образование современных котловин Черного моря, сначала Западной (альб), затем – Восточной (палеоцен?) явилось результатом коллизии с Понтийским террейном. При этом раскрытие Западной котловины было связано с южной миграцией Понтийской дуги. Восточная и часть западной (к востоку от Западно-Крымского разлома) раскрывались как два сопряженных рифта, соединенные диагональным блоком вала Андрусова.

Проблемы математического моделирования осадочных бассейнов нашли отражение в докладах А.М. Никишина с соавторами и Л.И. Лобковского. А.М. Никишин, С.Н. Болотов, А.В. Ершов, М.В. Коротаяев, Б.П. Назаревич, А.В. Фурнэ и И.В. Шалимов продемонстрировали пакет программ, позволяющих реконструировать геологи-

ческую и тепловую историю осадочных бассейнов по данным глубоких скважин и геолого-геофизических разрезов. Л.И. Лобковским было показано, что проведение численного моделирования таких многоярусных геодинамических систем, как осадочные бассейны, невозможно без баз данных по конкретным бассейнам. Количественное описание деформации и тепломассопереноса каждого из ярусов осадочного бассейна должно производиться раздельно. Например, для нижнего литосферно-астеносферного яруса оно должно основываться на уравнениях сплошной среды типа нелинейно-вязкой жидкости или вязко-пластического тела, для среднего яруса основной реологической моделью является упруго-пластическая среда с хрупким разрушением и, наконец, для верхнего яруса (собственно осадочной толщи) необходимо применять аппарат теории фильтрации в пористой среде.

В докладе А.Д. Щеглова, Н.В. Милитенко, В.М. Терентьева, С.И. Романовского и В.П. Феоктистова изложены основы федеральной программы развития минерально-сырьевой базы России, в которой существенная роль отводится минеральным ресурсам осадочных бассейнов, в отличие от традиционно приоритетных в этом отношении складчатых поясов. Она включает исследования, направленные на структурирование геологического пространства (выделение палеобассейнов), на выявление индикационных рядов формаций, на геодинамическую идентификацию палеобассейнов. Показана связь геодинамического типа бассейна и его металлогенической специализации. Центром тяжести программы являются имитационные модели конкретных осадочных бассейнов России с использованием банков данных геологической, геофизической и геохимической информации.

На заседании бюро Тектонического комитета определена тема следующего 29-го Всероссийского тектонического совещания – “Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов”. Совещание планируется провести в конце января - начале февраля 1996 года.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

1. Работа должна быть представлена на русском языке. Объем статей не должен превышать 32 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
2. Текст рукописи представляется в двух экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.
3. Конструкция статьи. Как правило, статья должна содержать следующие элементы:
 - а) Заглавие.
 - б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.
 - в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.
 - г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.
 - д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.
 - е) Результаты исследования и их обсуждение.
 - ж) Заключение.
 - з) Список цитированной литературы.
 - и) Таблицы (на отдельных страницах).
 - к) Подписи к рисункам (с новой страницы).
4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
 - в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.
6. Требования к рисункам.
 - а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй и третий экземпляры представляются в виде ксерокопий или фотокопий.
 - б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянце-вой бумаге.
 - в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.
 - г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.
 - д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.
8. Авторы получают 25 оттисков опубликованной статьи.

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!

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

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

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал органической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология*
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Прикладная биохимия и микробиология
Радиохимия
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Physics—Doklady
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals
Biology Bulletin

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology
Radiochemistry

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering
High Temperature
Thermal Engineering

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***
*Programming and Computer Software***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***

* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"
только на английском языке.