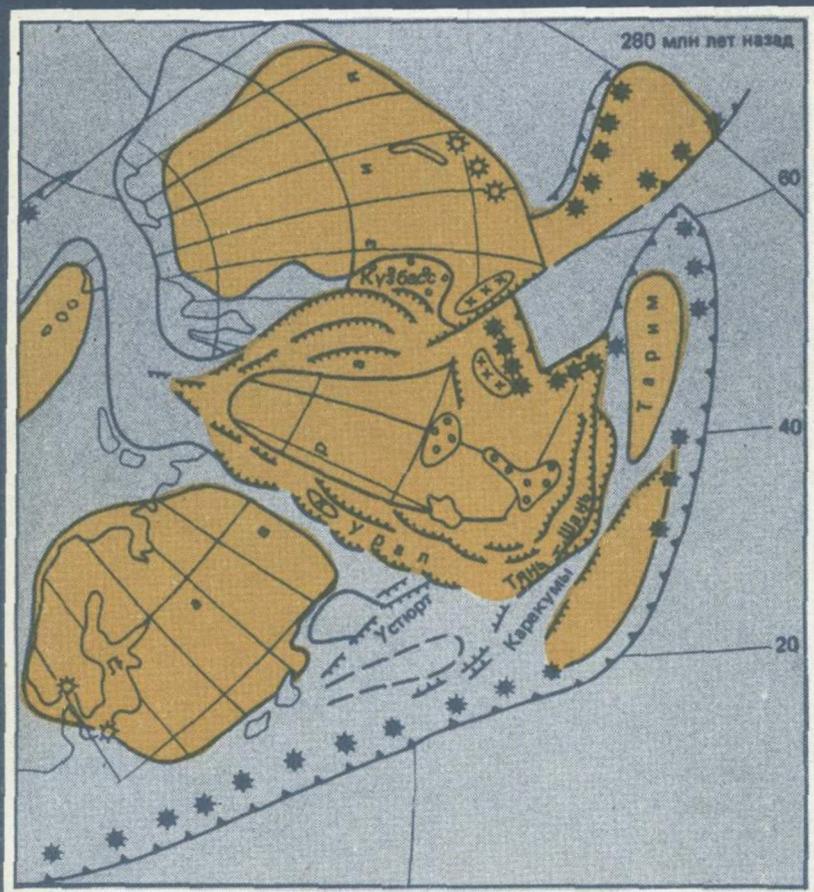


ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ территории СССР и тектоника плит



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук
Л.П. ЗОНЕНШАЙН,
кандидат физико-математических наук
Е.И. ПРИСТАВАКИНА



МОСКВА "НАУКА" 1989

Авторы:

Л.П. ЗОНЕНШАЙН, Е.И. ПРИСТАВАКИНА, Р.Е. АЙЗБЕРГ, В.П. АПАРИН, Б.В. БАРАНОВ, Ч.Б. БО-
РУКАЕВ, Н.Ю. БОЧАРОВА, Р.Г. ГАРЕЦКИЙ, Е.Б. ГЛЕВАССКИЙ, М.З. ГЛУХОВСКИЙ, В.В. ЗАЙ-
КОВ, В.Г. КАЗЬМИН, Г.И. КАЛЯЕВ, М.И. КУЗЬМИН, М.В. КОНОНОВ, К.А. КРЫЛОВ, Э.А. ЛЕВКОВ,
В.А. ЛЕГЛЕР, Л.И. ЛОБКОВСКИЙ, М.Г. ЛОМИЗЕ, Г.Л. МИТРОФАНОВ, В.М. МОРАЛЕВ, Л.М. НАТА-
ПОВ, С.В. РУЖЕНЦЕВ, И.Д. РЯБЧИКОВ, И.М. СБОРЩИКОВ, А.М. СИНИЧКА, А.В. СИНЦОВ, С.Д. СО-
КОЛОВ, А.П. ТАСКИН, С.М. ТИЛЬМАН, Н.И. ФИЛАТОВА, С.Б. ХОЛЕВИНСКИЙ, А.А. ШРЕЙДЕР

Геологическая история территории СССР и тектоника плит / Л.П. Зоненшайн,
Е.И. Приставакина, Р.Е. Айзберг и др. — М.: Наука, 1989. — 206 с. ISBN 5-02-001999-2

Монография составлена по материалам Всесоюзного совещания по тектонике литосферных плит, проходившего в апреле 1987 г. в г. Звенигороде. В монографию вошли работы, посвященные истории геологического развития СССР. В частности, в ней показано, что территория СССР является составным континентом, образовавшимся в фанерозое в результате дрейфа и сочленения в прошлом разобщенных древних платформ и отдельных массивов (террейнов), а затем спаянных друг с другом поясами складчатых сооружений фанерозойского возраста. Рассмотрены также тектоника плит древних платформ, история формирования складчатых поясов палеозоя и развитие тектонических процессов в мезозое и кайнозое. Затронуты общие вопросы теории тектоники литосферных плит: механизмы двухъярусной тектоники коровых деформаций, геохимия конвектирующей мантии, проявления тектонической эрозии в зонах поддвига плит, палеогеодинамические реконструкции и т.д.

Для геологов и геофизиков широкого профиля, а также студентов и аспирантов геологических специальностей.

Табл. 9. Ил. 87. Библиогр. 455 назв.

Рецензенты *О.Г. Сорохтин, В.Е. Хаин*

Редактор *Н.М. Митяшова*

Редактор издательства *И.С. Власов*

The book contains enlarged reports presented on the I All-Union conference on plate tectonics which was held in April 1987 in Zvenigorod (Moscow District). It includes papers devoted mostly to the geological history of the USSR. Particularly, it is shown that the USSR territory is a composite continent formed during the Phanerozoic as a result of continental drift and eventually amalgamation of previously separated ancient cratons, microcontinents and various suspected terranes. They are welded together to form different age foldbelts in between. Besides, Early Precambrian plate tectonics, development of Paleozoic orogenic belts and evolutionary pattern of tectonic activities in the Mesozoic and Cenozoic are considered also in the book. Some general problems are touched as well: mechanics of two-level crustal tectonics, geochemistry of the convective mantle, tectonic erosion beneath subduction zones, paleogeodynamic reconstructions and others.

The book can be recommended for geologists and geophysicists and for graduate and post-graduate students.

Г 1804030000-283
055 (02)-89 242-89, кн. 2

© Издательство "Наука", 1989

ISBN 5-02-001999-2

ВВЕДЕНИЕ

Тектоника литосферных плит стала в настоящее время основополагающей концепцией в науках о Земле. Она завоевала широкое признание у геологов, геофизиков, геохимиков во всем мире; все больший интерес к этой концепции проявляют геологи нашей страны, в том числе геологи-практики. Показателем возрастающего интереса к тектонике плит явилось состоявшееся весной 1987 г. в Звенигороде I Всесоюзное совещание по тектонике литосферных плит. Оно собрало более 300 участников, которые представили доклады по различным аспектам тектоники плит: ее теоретическим основам, практическому приложению к изучению региональной геологии, в частности выяснению тектоники и геологической истории отдельных территорий, а также прогнозу на ее основе поисков различных полезных ископаемых.

Большое количество сообщений было посвящено переосмысливанию геологии СССР с позиций тектоники литосферных плит. Полученные разными исследователями первые материалы позволяют произвести обобщение, касающееся интерпретации строения и развития территории СССР с новых позиций. Именно эти вопросы обсуждаются в данной книге.

Она включает три главных раздела. Первый раздел касается тектоники плит главных платформ, второй — тектоники плит складчатых поясов, в третьем разделе разбираются некоторые общие вопросы тектоники плит, имеющие отношение к совершенствованию этой теории, и ее приложения к геологии территории СССР. Книга предваряется очерком тектонического районирования, заключается обзором состояния проблемы тектоники плит в нашей стране.

Авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую признательность В.Е. Хаину и Н.В. Межеловскому за их большое внимание к данной работе, за ценные замечания и благожелательную критику.

ТЕРРИТОРИЯ СССР КАК СОСТАВНОЙ КОНТИНЕНТ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР

Территория СССР (рис. 1, см. вкл.) занимает в основном континентальные пространства Северной Евразии. С ней соприкасаются два современных океана: Северный Ледовитый и Тихий.

Континентальная часть территории СССР состоит из мозаики разновеликих древних блоков, спаянных складчатыми поясами в единый континент. Все складчатые пояса возникли на месте прежних океанов. На рис. 1 нанесены все выходы древнего фундамента, как в пределах древних платформ, так и внутри складчатых поясов. К этим выходам относятся блоки пород с возрастом более 1000 млн лет.

Основную роль в аккреции континентальной коры в пределах СССР играли следующие континентальные блоки: Восточно-Европейский и Сибирский, занимающие главную часть нашей страны, и располагающиеся южнее Африкано-Аравийский, Индийский, Таримский и Северо-Китайский континенты. Кроме того, имеется много мелких глыб и массивов, таких, как Баренцевский (или Баренция), Гиперборейский (или Арктида), Ханты-Мансийский (скрытый под Западно-Сибирской низменностью), Казахстано-Северо-Тянь-Шаньский, Атасу-Моинтинский, Устюртский, Каракумский, Тувино-Монгольский, Хингано-Буреинский, Ханкайский, Омолонский и др. Размеры их в поперечнике могут варьировать в широких пределах: от первых десятков до многих сотен и даже первых тысяч километров, а их взаимодействие между собой и с крупными континентальными массами обеспечивает все разнообразие складчатых поясов.

С северо-запада на Восточно-Европейскую платформу надвинут складчатый пояс Скандинавских каледонид, который возник на месте палео-Атлантического океана, или океана Япетус. Он маркирует зону столкновения Восточной Европы и Северной Америки.

На севере Восточно-Европейской платформы от Скандинавских каледонид до Урала протягивается Тиманский пояс, складчатость в котором происходила в самом конце докембрия. Он отделяет Баренцию от Восточной Европы; по-видимому, его можно рассматривать как шов столкновения Восточной Европы с Баренцией в конце докембрия.

Обширные пространства внутренних частей Азии, заключенные с одной стороны между Восточно-Европейской и Сибирской платформами, а с другой — между последней и погребенными массивами Средней Азии и Северо-Китайской платформой, заняты Уральским и Центрально-Азиатским складчатыми поясами. Уральский пояс заключен между Восточно-Европейской платформой, древними Ханты-Мансийским и Казахстано-Северо-Тянь-Шаньским массивами, а также Сибирской платформой. На его месте практически на протяжении всего палеозоя существовал Уральский палеоокеан.

Центрально-Азиатский пояс включает Тянь-Шань, Центральный Казахстан, Алтае-Саянскую область, прилегающие к Сибири части Монголии, Западное Забайкалье и Витимскую горную страну. Пояс развивался длительно на протяжении всего позднего докембрия и палеозоя. Здесь описаны офиолиты с возрастом от 800 до 300 млн лет. Складчатость была диахронной в разных частях пояса. Отмечаются складчатые зоны позднедокембрийские (предвендские), кембрийские (салаирские), ордовикско-

силурийские (каледонские), девонско-раннекаменноугольные (герцинские) и пермюртриасовые (позднегерцинские). Анализ истории Центрально-Азиатского пояса позволяет реконструировать существование двух палеоокеанов — палео-Азиатского с позднего докембрия до среднего палеозоя и океана палео-Тетис с ситюра или позднего ордовика и до конца палеозоя.

К востоку Центрально-Азиатский пояс переходит в Монголо-Охотский. Последний, в отличие от Центрально-Азиатского пояса, очень узкий: от нескольких десятков километров до 100–200 км. Пояс образовался в результате закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна и столкновения Хингано-Буреинского массива (Амурии) с Сибирским континентом в конце палеозоя и первой половине мезозоя.

Восточная окраина территории СССР занята протяженными меловыми вулканоплутоническими поясами: Охотско-Чукотским и Сихотэ-Алиньским. К западу от этих вулканических поясов складчатость закончилась в середине мела, здесь располагаются складчатые сооружения Верхояно-Колымской области и Сихотэ-Алиня. Первая из них образована в результате столкновения блоков Чукотки–Аляски с Сибирским континентом и Омолонским массивом. Складчатые зоны Сихотэ-Алиня сформировались аккреционным путем за счет приращения чужеродных блоков со стороны Тихого океана. Вулканические пояса маркируют границу Азиатского континента в позднемеловое время, когда они занимали окраинно-континентальное положение, отвечая поясам андийского типа. К востоку от вулканических поясов, между ними и системой глубоководных желобов Тихого океана, заключены области аккреционной тектоники позднемезозойского и третичного возраста, соприкасающиеся с окраинными морями: Беринговым, Охотским, Японским. Эти аккреционные области составляют Корьякско-Камчатский складчатый пояс.

Вдоль южных границ СССР протягивается Средиземноморский, или Альпийско-Гималайский, складчатый пояс. Надежно документировано, что он возник в результате закрытия океана Тетис при сближении и столкновении Африки, Аравии и Индии с Евразией.

Современные границы литосферных плит, прослеживающиеся по поясам сейсмичности, располагаются преимущественно по окраинам территории СССР. Хребет Гаккеля в Северном Ледовитом океане является осью спрединга. Вдоль Камчатки и Курильских островов располагается зона субдукции, в которой со скоростью около 10 км/год поглощается ложе Тихого океана. Пояс рассеянной сейсмичности и молодого горообразования, протягивающийся через всю Внутреннюю Азию и соединяющийся с Альпийско-Гималайским поясом, маркирует внутриконтинентальную границу плит, отражающую раздробление данной части Евразийского континента в результате продолжающегося столкновения Африки, Аравии и Индии с Евразией. Большая часть территории СССР, как видно из сказанного, принадлежит в настоящее время к Евразийской плите.

Применение методики плитотектонического анализа к платформам и складчатым поясам

При плитотектоническом анализе строения и развития континентальных (равно как и океанических) областей наряду с традиционными геологическими методами используются данные, полученные из нескольких независимых источников, таких, как кинематика плит, палеомагнетизм, палеоклиматический анализ, биогеография и др. Как правило, эти данные сопоставляются между собой, тем самым оценивается их достоверность. Одним из главных является геодинамическая или палеогеодинамическая интерпретация всех геологических комплексов (осадочных, магматических, метаморфических), развитых в пределах той или иной территории с целью выяснения последовательности событий, обусловленных движением литосферных плит и взаимодействием их между собой. Несколько приведенных ниже примеров

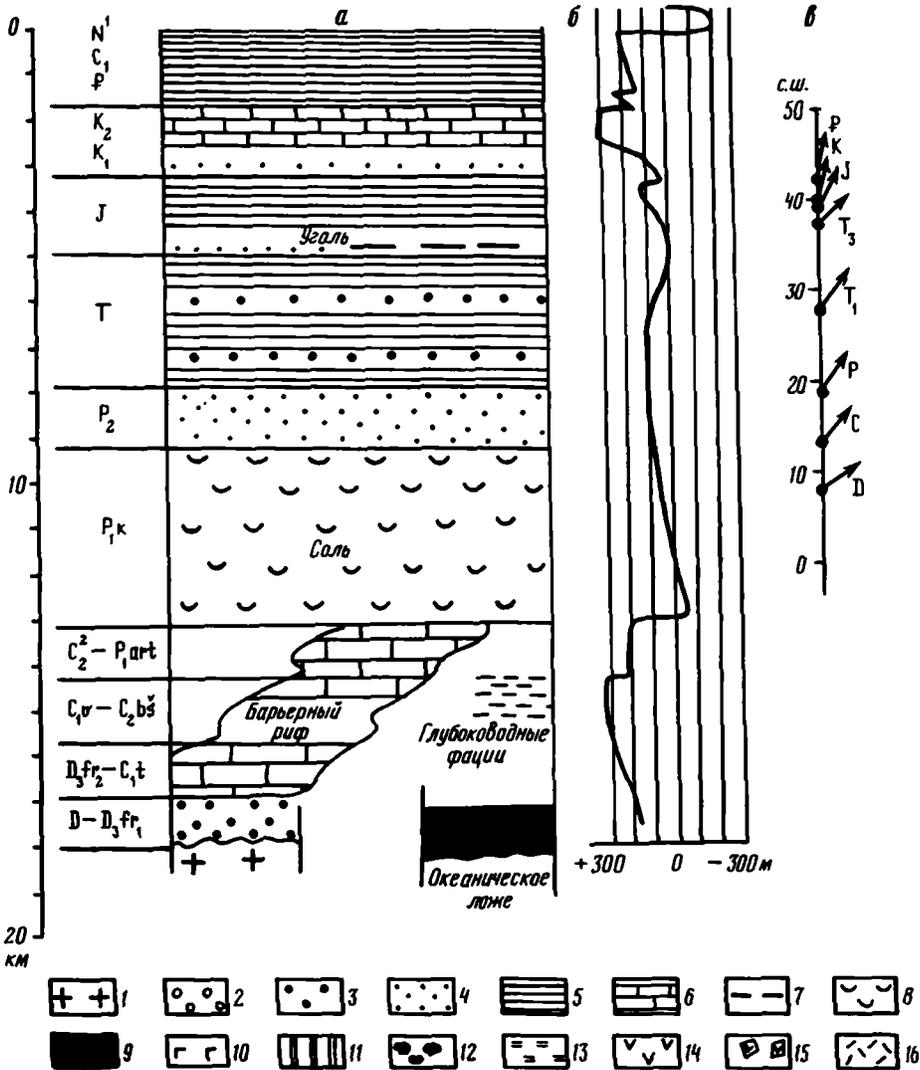


Рис. 2. Стратиграфический разрез Прикаспийской впадины (а), кривая эвстатических колебаний уровня моря (б) и шкала палеомагнитных векторов (в)

Условные обозначения к рис. 2—5: 1 — континентальное основание; 2 — конгломераты (грабенная фация); 3 — континентальные обломочные отложения; 4 — мелководные обломочные отложения; 5 — глинистые осадки; 6 — карбонатные осадки, в том числе рифовые известняки; 7 — угли; 8 — эвапориты; 9 — океаническое ложе, в том числе офиолиты; 10 — габбро; 11 — параллельные дайки; 12 — подушечные лавы; 13 — глубоководные кремнистые осадки; 14 — островодужные вулканиты; 15 — глыбовые горизонты; 16 — наземные вулканиты

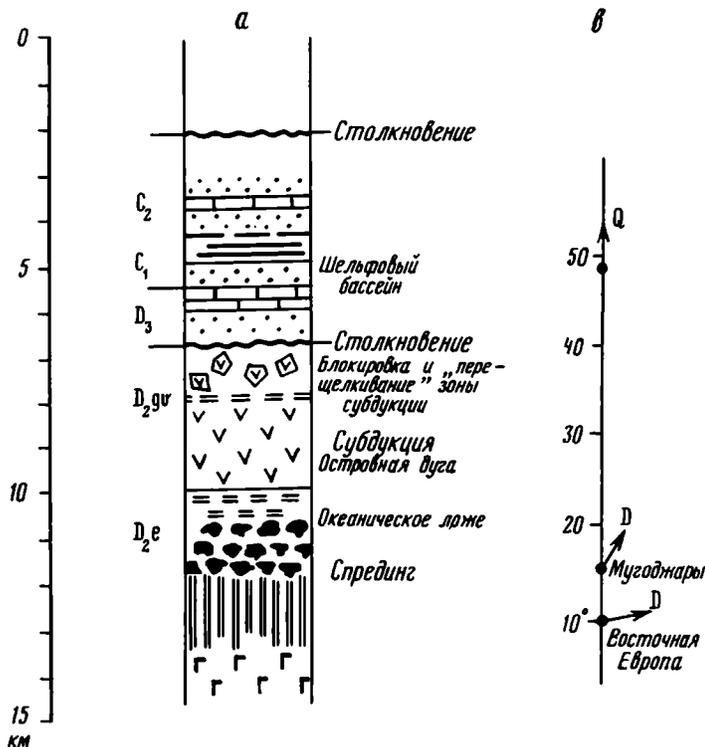
позволят лучше понять использование плитотектонического подхода при геологических исследованиях.

Первый пример касается Прикаспийской впадины, он имеет отношение к эволюции юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Схематический разрез Прикаспийской впадины показан на рис. 2. Как известно, мощная толща кунгурских солей разделяет разрез впадины на две части: досолеую и послесолеую. Нижняя, досолея, толща датирована интервалом от среднего девона до ранней перми. Для нее характерны рифовые известняки верхнего девона, карбона

и нижней перми, которые выходят по северному обрамлению впадины и маркируют барьерный риф, продвигавшийся, как установлено, к центру впадины. В этом же направлении рифовые известняки сменяются глубоководными фациями. Они маркируют океанические условия, существовавшие в Прикаспийской впадине. Это согласуется с отсутствием в основании впадины гранитного слоя. В соответствии с некоторыми построениями [Зоненшайн и др., 1987] океаническое ложе впадины возникло в середине девона на месте одной из активных ветвей трехлучевого рифта. Отмершей ветвью этого рифта был Днепровско-Донецкий авлакоген. На протяжении карбона и почти всей ранней перми на месте Прикаспийской впадины существовал открытый океан, обрамлявшийся на севере (в современных координатах) барьерным рифом, маркирующим пассивную окраину континента Восточной Европы.

При анализе геологической истории региона необходимо объяснить, как на месте открытого океана в кунгурское время возник замкнутый солеродный бассейн, имеющий подковообразную форму. На рис. 2 показана кривая эвстатических колебаний уровня моря, по П. Вайлу и др. Согласно этим данным, на кунгурское время приходится крупная регрессия моря с понижением уровня моря на 350 м. На том же рисунке показано изменение широтного положения Прикаспийского бассейна в различные отрезки геологического времени в соответствии с палеомагнитными данными. Этот район в ранней перми находился где-то у 20° с.ш., т.е. в аридной зоне. Оба эти обстоятельства, несомненно, способствовали эвапоритообразованию, но их явно было недостаточно для того, чтобы отгородить Прикаспийскую впадину от открытого моря и превратить ее в замкнутый бассейн. Для этого было необходимо, чтобы к Восточно-Европейскому континенту придвинулся какой-то другой континентальный массив. Таковым был, по-видимому, Устюртский массив, запирающий подкову Прикаспийской низменности с юга (в современных координатах) примерно так, как гряда Больших Антильских островов отгораживает в настоящее время Мексиканский массив от Атлантического океана. Столкновение Устюртского массива с Восточно-Европейским континентом отмечено появлением позднепалеозойских Астраханской и Южно-Эмбинской зон складчатых деформаций. После столкновения Прикаспийский бассейн большей своей частью оказался отшнурованным от открытого моря и здесь в дальнейшем господствовали мелководные или континентальные условия. График палеомагнитных векторов на рис. 2 отображает перемещение данного участка Восточно-Европейской платформы с девона по кайнозой с экватора до умеренных широт Северного полушария.

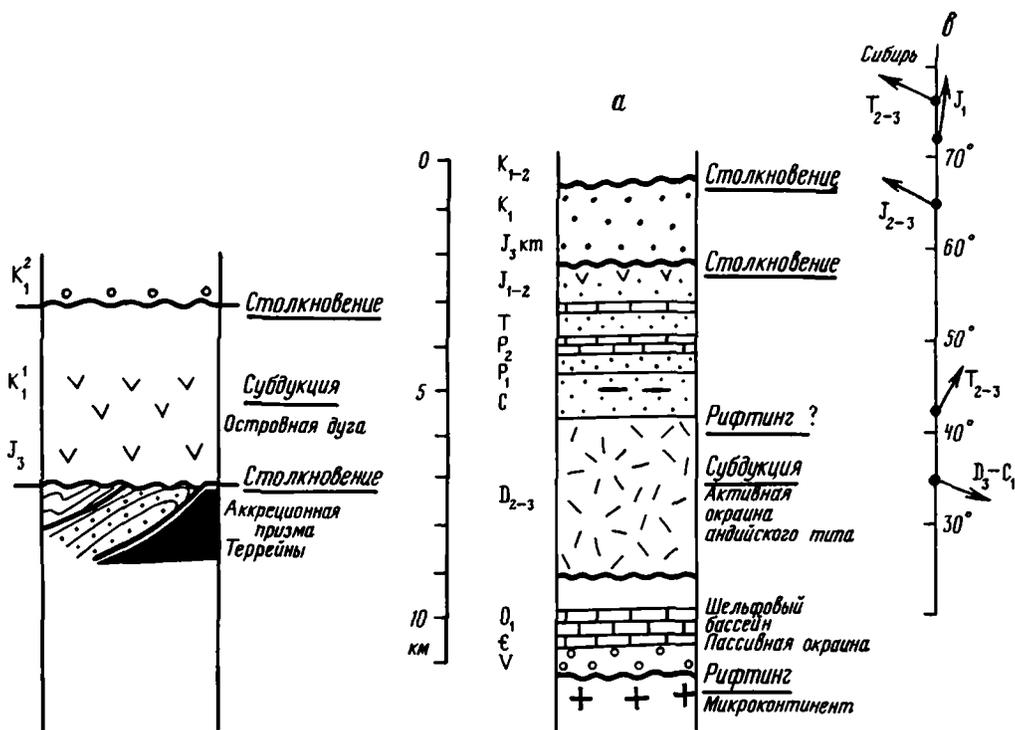
Второй пример касается южного окончания Урала в Мугоджарах. Принципиальный стратиграфический разрез этого района с геодинамической интерпретацией показан на рис. 3. Этот район приобрел широкую известность из-за развития здесь хорошо сохранившегося слабо деформированного разреза офиолитов среднедевонского возраста. Офиолиты отмечают собой условия спрединга. Детальные исследования [История..., 1984], в том числе палеомагнитные, показали, как это видно из графика палеомагнитных векторов (см. рис. 3), что ось спрединга располагалась на расстоянии около 500 км к северу от края Восточно-Европейского континента. Поскольку на офиолитовом комплексе залегают островодужные вулканы того же среднедевонского возраста, реконструируемая по офиолитам ось спрединга располагалась в задуговом бассейне, а не в открытом океане. Островодужный вулканизм и, значит, условия субдукции продолжались лишь до конца среднего девона. Франские отложения залегают с угловым несогласием на офиолитах и островодужных вулканах, отмечая тем самым блокировку зоны субдукции за счет столкновения с каким-то континентальным блоком, которым в данном случае, скорее всего, был Мугоджарский микроконтинент. Так как перерыв в осадконакоплении был невелик и сразу после несогласия накапливалась довольно мощная толща мелководных отложений вплоть до среднего карбона, можно считать, что прежняя островная дуга вместе с причленившимся к ней микроконтинентом представляла



Р и с. 3. Стратиграфический разрез южного окончания Урала в районе Мугоджар
Условные обозначения см. на рис. 2

собой изолированный погруженный аккреционный массив с шельфовым бассейном. Зона субдукции должна была переместиться ("перещелкнуться") в новое положение. Позднепалеозойские деформации, которым подвергся данный район, свидетельствуют о втором эпизоде столкновений. Таким образом, общая последовательность событий, запечатленная в разрезе Мугоджар, выглядит с точки зрения плитотектонической интерпретации следующим образом: задуговой спрединг – субдукция – столкновение – шельфовый бассейн – столкновение и образование складчатого пояса.

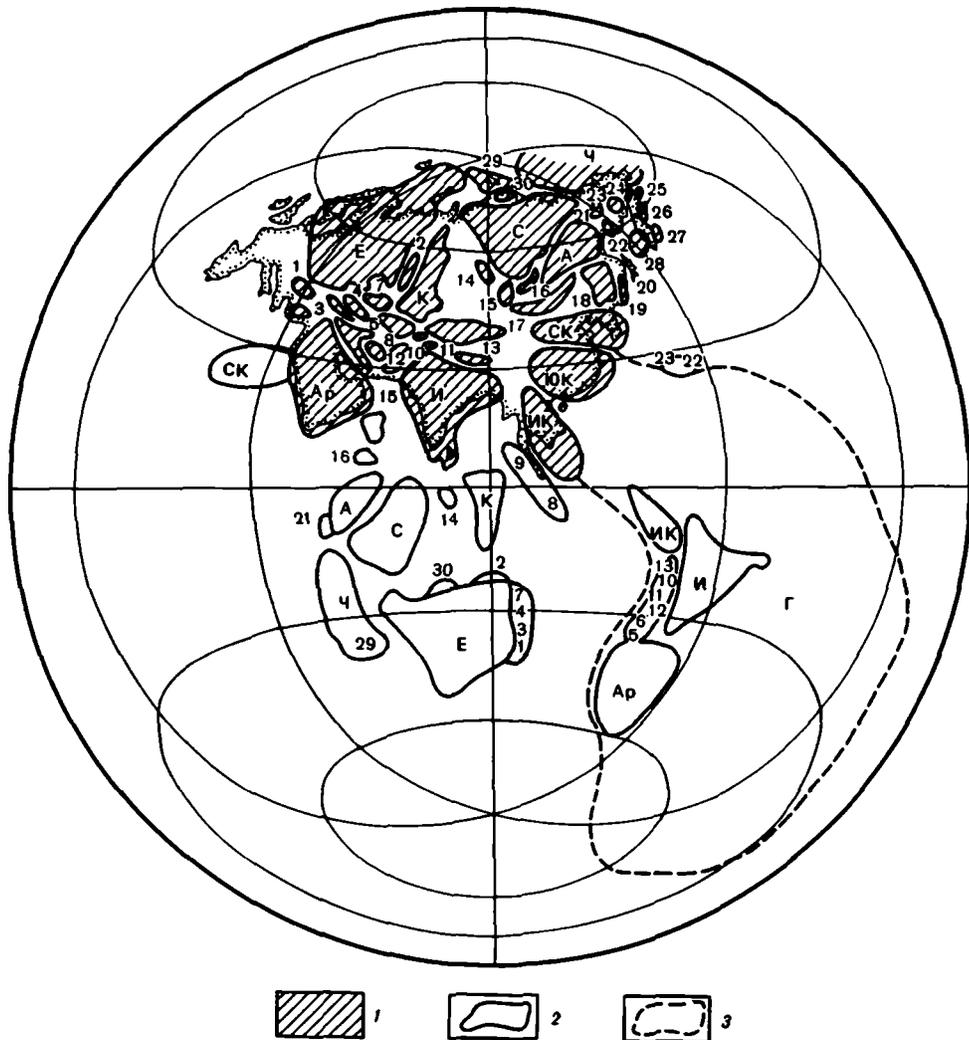
Третий пример иллюстрирует развитие хребта Черского в районе гор Аргатас (р. Увъязка). Здесь (рис. 4) широко развита верхнеюрско-нижнемеловая илинь-таская свита, сложенная известково-щелочными вулканитами островодужного происхождения. Они залегают с резким несогласием на сложно деформированном аккреционном комплексе, состоящем из множества аккреционных блоков, или террейнов. Эти блоки включают офиолиты, т.е. остатки океанической коры, мелководные палеозойские карбонатные отложения – отторженцы от прежних пассивных континентальных окраин, глубоководные верхнепалеозойские кремнистые отложения, палеозойские островодужные и другие вулканические комплексы. Все эти породы первоначально не могли быть вместе; они формировались на значительных расстояниях друг от друга и были совмещены в ходе движения плит Тихого океана навстречу Евразии. На островодужном комплексе несогласно залегают альбские и более молодые обломочные отложения. Последовательность событий в этом районе была следующей: столкновение террейнов с формированием аккреционного массива в предпозднеюрское время – субдукция в поздней юре и начале мела – континентальное столкновение перед альбом.



Р и с. 4. Стратиграфический разрез хребта Черского в горах Аргатас (р. Увизка)
Условные обозначения см. на рис. 2

Р и с. 5. Стратиграфический разрез Омолонского массива
Условные обозначения см. на рис. 2

Четвертый пример показывает историю так называемых срединных массивов, в данном случае рассматривается Омолонский массив, стратиграфический разрез которого показан на рис. 5. В самом общем виде чехол массива можно разбить на четыре толщи. Первая толща, очень маломощная, венд-нижнеордовикская, залегает с резким несогласием на архейском фундаменте массива. Она начинается грубообломочными отложениями, отвечающими, скорее всего, грабеновым фациям, связанным, вероятно, с предвендским расколом архейского основания массива. Шельфовые отложения кембрия и нижнего ордовика говорят о том, что массив был частью пассивной континентальной окраины. Вторая толща, принадлежащая к среднему–верхнему девону, образована мощными континентальными вулканами кедонской серии. Вулканы относятся к типичной известково-шелочной серии и маркируют активную континентальную окраину андийского типа с соответствующей субдукцией океанической коры. Эта вулканическая толща не имеет аналогов на прилегающих пространствах Сибири, что указывает на несибирское происхождение Омолонского массива. Вышележащая существенно осадочная толща охватывает интервал с карбона до средней юры. Она представлена главным образом мелководными отложениями. Прекращение вулканизма и устойчивое медленное погружение массива с появлением на нем мелководных, шельфовых осадков указывают на то, что перед отложением осадочной толщи был рифтинг с отколом Омолонского массива от какого-то более крупного материнского континента. Имеющиеся немногочисленные палеомагнитные данные, показанные в виде графика палеомагнитных векторов на рис. 5, свидетельствуют о том, что вплоть до юры Омолонский массив находился в стороне от Сибирского континента. Так, в позднем триасе последний был на 75° с.ш., а Омолон-



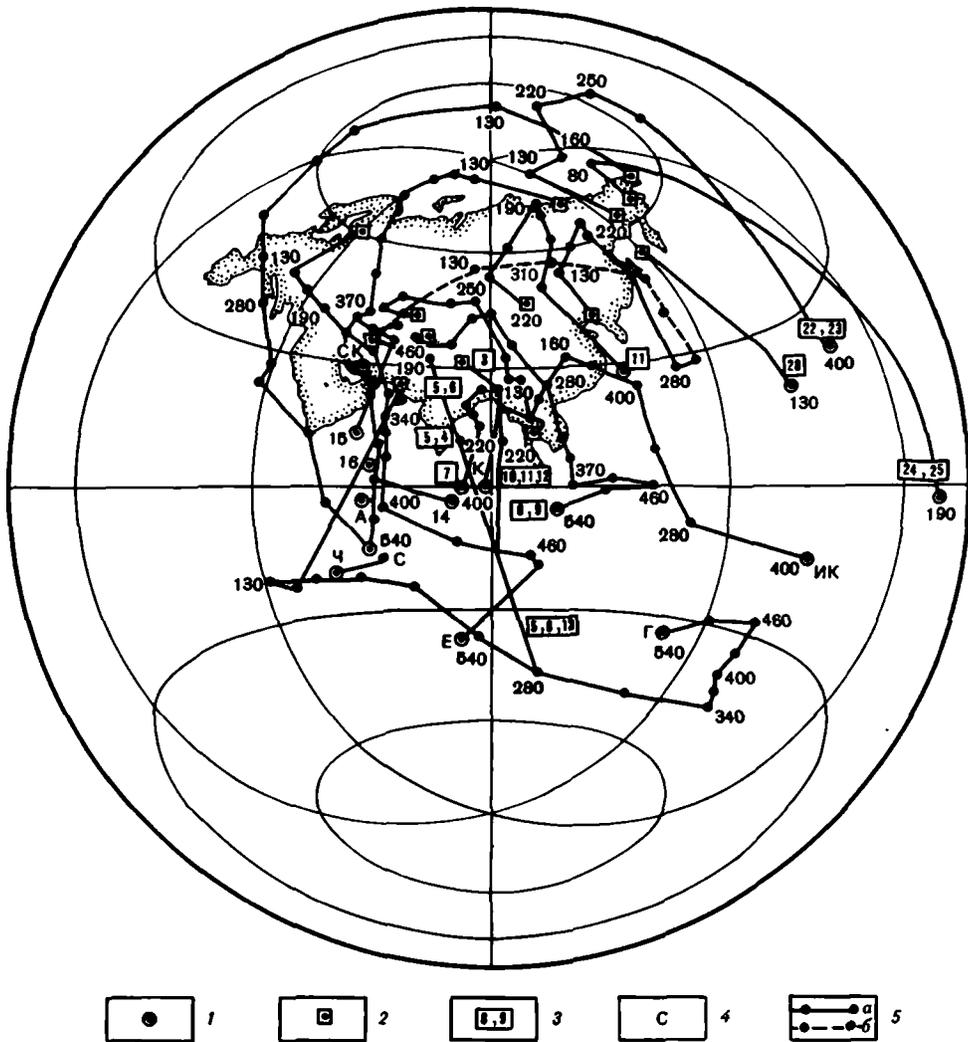
Р и с. 6. Древние массивы и террейны, участвующие в строении материка Евразии

1 – современное положение блоков; 2 – их первоначальное положение в раннем палеозое; 3 – контур Гондваны для раннего палеозоя.

Крупные континенты: А – Алданский, Ар – Аравийский, Г – Гондвана, Е – Восточно-Европейский, И – Индийский, ИК – Индо-Китайский, К – Казахстанский, С – Сибирский, СК – Северо-Китайский, Ч – Чукотский, ЮК – Южно-Китайский.

Микроконтиненты, малые континентальные блоки и террейны: 1 – Мизийский, 2 – Мугоджарский, 3 – Дзирульский, 4 – Передового хребта, 5 – Центрально-Иранский, 6 – Лутский, 7 – Устюртский, 8 – Каракумский, 9 – Таримский, 10 – Курговатский, 11 – Южно-Памирский, 12 – Афганский, 13 – Тибетский, 14 – Томский, 15 – Тувино-Монгольский, 16 – Баргузинский, 17 – Центрально-Монгольский, 18 – Хингано-Бурейнский, 19 – Ханкайский, 20 – Восточно-Сахалинский, 21 – Черский, 22 – Охотский, 23 – Омолонский, 24 – Корякский, 25 – Хатырский, 26 – Олюторский, 27 – Камчатских полуостровов, 28 – Охотоморский, 29 – Карский, 30 – Шренковский

ский массив на 40° с.ш., т.е. расстояние между ними составляло не менее 3500 км. Четвертая толща представлена грубообломочными отложениями верхней юры и нижнего мела. Она залегает резко несогласно на более древних отложениях. Позднеюрские деформации отмечают континентальное столкновение и начавшееся приращение Омолонского массива к Сибирскому континенту (окончательное их соединение произошло только в середине мела). Хорошо видно, сколь разнообразные события



Р и с. 7. Траектории движения блоков, составляющих Евразию, на протяжении фанерозоя

1 – начальное положение; 2 – конечное положение; 3 – номер блока на рис. 6; 4 – индекс блока (см. рис. 6); 5 – траектория движения блоков: а – достоверная, б – условная. Цифры – время, млн лет

охватывали территорию Омолонского массива на протяжении венда и фанерозоя: предвендский рифтинг – пассивная окраина в раннем палеозое – девонская субдукция – возможный рифтинг в начале карбона – шельфовый бассейн в позднем палеозое и раннем мезозое – предпозднеюрское столкновение – среднемеловое столкновение.

Таким образом, приведенные примеры показывают, насколько различно происходила смена геодинамических условий в ходе геологической истории в каждом конкретном регионе. Поэтому невозможно предложить единой схемы развития складчатых поясов. Каждый раз необходимо выяснять конкретную смену геодинамических условий во времени и их сочетание в пространстве.

Территория СССР как часть составного Евразийского материка

В формировании континентального основания территории СССР проявляются все особенности аккреции Евразийского материка. Этот материк от всех других отличается тем, что в его пределах широко представлены внутриконтинентальные складчатые пояса. Упомянулось, что они возникли на месте прежних океанических бассейнов в результате сближения и столкновения разновеликих континентальных глыб между собой. На рис. 6 показаны главные континентальные блоки, слагающие остов Евразии. Видно, что они создают мозаичную, по существу, брекчиевидную картину строения материка. Оставленные белыми пространства между континентальными блоками отвечают складчатым поясам, которые в этой мозаике блоков представляют собой цемент, связывающий разрозненные блоки друг с другом. Наиболее крупными континентальными массивами являются древние платформы: Восточно-Европейская, Сибирская, Индийская, Аравийская, Северо- и Южно-Китайская и др. Выделяются также микроконтиненты (Омолонский, Охотский, Карский, Таримский и др.) и крупные аккреционные массивы (Казахстанский, Хингано-Бурейнский, Тувино-Монгольский и др.), возникшие в результате столкновения и спаивания островных дуг с различными континентальными блоками. Следует упомянуть большую роль в формировании структуры Евразии малых экзотических блоков, или террейнов, которые наиболее широко развиты на окраине Евразии и в Верхояно-Колымском и Корякско-Камчатском складчатых поясах, но в последнее время начали выявляться и во внутриконтинентальных складчатых поясах.

На рис. 6 показано также первичное положение континентальных массивов, составляющих Евразию в раннем палеозое, а на рис. 7 нанесены траектории движения блоков в фанерозое. При реконструкции траекторий движения были использованы кинематические и палеомагнитные данные [Палеомагнитология..., 1982; Кононов, 1984; Зоненшайн, Кузьмин, Кононов, 1987; McElhinny et al., 1981; Opdyke, 1987]. Большинство блоков находилось в раннем палеозое в Южном полушарии. Они двигались на север, приближаясь друг к другу. Главные столкновения, приведшие к образованию внутриконтинентальных складчатых поясов Евразии, происходили: 1) перед девонем, когда сформировались многие аккреционные массивы, такие, например, как Центрально-Казахстанский и Тувино-Монгольский; 2) в карбоне и перми, когда Сибирский и Восточно-Европейский континенты вместе с Центрально-Казахстанским и Таримским массивами соединились в континент Северной Евразии и вместе с ней вошли в состав Пангеи; 3) в позднем триасе и юре, когда Китайские континенты вместе с Амурским и Индо-Китайским континентами столкнулись между собой и присоединились к Евразии; 4) в раннем и среднем мелу, когда Карско-Чукотский блок, Омолонский и Охотский массивы столкнулись с Северо-Восточной Евразией; 5) в среднетретичное время, когда Индия и Аравия столкнулись с Евразией.

Таким образом, наглядно видно, что Евразия является составным континентом. В этом плане она коренным образом отличается от материков Гондваны, которые образовались в результате раскола палеозойского суперконтинента.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ДОКЕМБРИИ

Вопрос о проявлениях тектоники литосферных плит в докембрии еще слабо изучен, хотя в геологической литературе обсуждается очень активно. Многие исследователи задаются вопросом – с какого момента геологической истории начали действовать законы тектоники плит? – и дают на него разные ответы. Одни относят этот момент к началу мезозоя, другие – к началу фанерозоя, третьи – к рубежу раннего протерозоя и рифея, четвертые – к позднему архею.

Разногласия в значительной мере связаны с различным пониманием законов тектоники плит. Иногда, например, считается, что отсутствие типичных офиолитовых ассоциаций в дорифейских (или доверхнерифейских) образованиях свидетельствует о "другой" тектонике на ранних этапах развития Земли.

Видимо, следует вспомнить три главных постулата концепции, изложенные К.Ле Пешоном с соавторами [1977]:

1. Реологическая стратификация верхней мантии и коры с их разделением на литосферу и астеносферу определяет механическое поведение верхних слоев Земли.

2. Большая часть механической (т.е. тектонической) энергии высвобождается в пределах нескольких узких поясов, разделяющих относительно жесткие литосферные плиты.

3. Перемещения жестких тел на поверхности Земли ограничены строгими геометрическими условиями.

Эти постулаты обычно дополняются характеристиками границ плит и происходящих на них процессов.

Докембрий охватывает около 85% интервала геологической истории Земли. Уже из этого ясно, что законы тектонического развития планеты вряд ли должны были существенно измениться в фанерозое, т.е. на протяжении последних 15% указанного интервала. И если в фанерозое эти законы определяются спредингом, субдукцией и относительным скольжением литосферных плит, то проявления сходных процессов следует искать и в докембрии.

По мере углубления в геологическую историю из арсенала методов плитотектонического анализа последовательно выпадает ряд методов (геофизических, сейсмологических, палеонтологических и др.). Ограничивается применение геохимических и палеомагнитных методов. Решающую роль приобретает анализ структуры в глобальном масштабе, т.е. анализ латеральных рядов структур и структурных рисунков консолидированных областей. Некоторые результаты такого анализа, проведенного автором [Борукаев, 1987] с учетом новых данных обсуждаются в настоящей статье.

Известная нам современная структура континентов определяется взаимным расположением древних платформ и складчато-покровных поясов. Последние часто именуется фанерозойскими, поскольку именно в фанерозое на большей части их площади произошла "завершающая складчатость", т.е. столкновение континентов. Между тем начало развития поясов уходит в рифей.

На их территории распространены интенсивно дислоцированные толщи, которые сопоставляются с отложениями пассивных окраин континентов, континентального склона, а также островодужные серии. Офиолитовая ассоциация, которая ранее считалась реликтом коры ложа океанов, в последнее время чаще параллелизуется с ко-

рой переходного типа окраинных морей и основания островных дуг. Реликтов коры ложа океанов мы, вероятно, вообще не видим, ибо она переработана в зонах субдукции. Положение сутурных линий тоже не устанавливается с необходимой точностью, поскольку они обычно перекрыты в зонах коллизии тектоническими чешуями или фанерозойскими комплексами. Скорее всего, надо говорить о сутурных зонах, маркирующихся комплексами окраинных морей.

Офиолитовые ассоциации имеют преимущественно позднерифейско-раннепалеозойский возраст, причем распространены они главным образом на континентах лавразийской группы. На континентах гондванской группы их значительно меньше (пояса Гарип, Дамара, Красноморский, Атакорский и немногие другие).

Верхнерифейско-нижнепалеозойские толщи на платформах северного ряда залегают в виде чехлов, а на платформах южного – выполняют интракратонные грабены, впадины и слагают складчатые зоны. Они тесно сопряжены с синхронными им зонами диасхизиса (тектонотермальной переработки древнего фундамента).

Таким образом, анализ показывает, что в позднем рифее–раннем палеозое континентальные массивы (древние платформы) были разобщены и разделены широкими зонами с корой океанического типа. Фациальные зоны морских комплексов субпараллельны контурам континентов. Количество континентов и океанов было соразмерно современному.

Для характеристики такого глобального плана введем понятие структурного рисунка дисперсного типа. Этот тип, характерный для верхнерифейско-нижнепалеозойского этажа, присущ и современной нам поверхности планеты. Ему можно противопоставить компактный тип, известный нам по палинспастической реконструкции А. Вегенера. На ней изображены Пангея, объединяющая в единое целое все континентальные массы, и противостоящая ей Панталасса – единый океанический бассейн.

Структура ниже-среднерифейского этажа существенно отлична от таковой верхнего рифея–нижнего палеозоя. Практически во всех выходах достоверно датированные толщи этого интервала представлены эпиконтинентальными высокозрелыми образованиями. Интракратонные зоны образуют характерную субортогональную сеть (например, Русская платформа). Чаше грабены и впадины расположены беспорядочно, не согласуясь с контурами древних платформ.

Наиболее древние из рифейских офиолитовых ассоциаций обнаружены в пределах Центрально-Азиатского пояса. Они сформированы на рубеже раннего и среднего рифея или несколько ранее. В Красноморской зоне развиты среднерифейские островодужные толщи. Это примеры немногочисленных комплексов зон с корой переходного типа. В целом же для рассматриваемой эпохи было характерно отмеченное М.А. Семихатовым [1974] высокое стояние континентальных масс. Поскольку количество зон, разделявших эти массы, очень малó, можно полагать, что в раннем рифее все они входили в состав единого континента – Пангеи. Глобальный структурный рисунок с учетом палинспастических реконструкций надо отнести к компактному типу.

Приведенные данные показывают, что в течение рифея–раннего палеозоя происходила дезинтеграция Пангеи с образованием нескольких континентов и разъединяющих их океанических бассейнов. Апогей этого процесса приходится на поздний рифей–венд. Палеомагнитные данные подтверждают независимый дрейф континентов в эту эпоху. Следовательно, на протяжении всего рифея законы тектоники литосферных плит действовали.

Очень своеобразна эпоха, которая выделялась ранее как средний протерозой (1900–1650 млн лет назад). В это время чрезвычайно широкое развитие получили вулканоплутонические пояса. Пояса сложены преимущественно кислыми вулканидами известково-щелочной серии, ассоциирующимися с ними телами гранитоидов (в том числе рапакиви) и высокозрелыми терригенными толщами. Современный аналог таких поясов можно усмотреть лишь в Андском поясе Южной Америки. Он занимает окраинно-континентальную позицию и связан в своем происхождении

с пологой зоной субдукции. Очевидно, подобное положение и генезис можно предполагать и для раннепротерозойских поясов.

Пояса локализованы близ границ древних платформ со складчато-покровными поясами рифея—фанерозоя. Наиболее крупные из них — Аkitканский, Смоланд-Вермланд, Центральной Австралии и др. — по протяженности превышают 1000 км. Интересно, что некоторые позднепалеозойско-мезозойские вулканоплутонические пояса обнаруживают сходство с протерозойскими как по составу толщ, так и по простираниям и расположению, будучи несколько смещенными в глубь складчато-покровных поясов. Этот факт, очевидно, свидетельствует в пользу гипотезы Дж.Т. Уилсона об ослабленных зонах литосферы, однообразно проявляющихся на разных этапах истории Земли.

Расположение окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов позволяет оконтурить сравнительно небольшое количество континентальных массивов рассматриваемой эпохи. Разделявшие их океанические пространства были, видимо, невелики по размеру, и новообразованная океаническая кора, не успев остыть в достаточной степени, быстро субдуцировала под континенты. Структурный рисунок компактного типа см. на рис. 8.

Давно отмеченными особенностями остальной части нижнего протерозоя (1900—2600 млн лет) являются почти полное отсутствие островодужных комплексов в разрезах и преобладание в них высокостарых терригенных пород. Островодужные комплексы (1900—2100 млн лет) развиты в Свекофеннской области Балтийского щита и в немногочисленных ее аналогах (Кетилский пояс, возможно, Восточная Австралия). Среди структурных форм преобладают эпиконтинентальные бассейны, обычно рифтогенной природы (Гурон, Трансвааль, Хамерсли, Курско-Криворожский, Ятулийский и др.).

Весьма интересны своеобразные протяженные (до 1000 км), сравнительно узкие (до 50—70 км в поперечнике) складчатые зоны, названные нами граничными троговыми поясами. Наиболее характерные их примеры — пояс Печенга—Варзуга Кольского блока и пояс Циркум-Унгава Канадского щита. Их разрезы имеют "трансгрессивную" направленность, выражающуюся в последовательной смене мелководных толщ все более глубоководными. Соответственно антидромный тренд имеют вулканические толщи, причем не только в целом, но иногда (Печенга) и в отдельных вулканических циклах. Пояса разделяют крупные сиалические блоки, существенно различающиеся чертами строения. В своем развитии пояса проходили несколько редуцированный цикл Уилсона (без островодужной стадии). Любопытно, что повторных проявлений этого цикла в последующей истории на их территории, за редкими исключениями, не фиксируется.

Таким образом, и для нижнепротерозойского этажа характерен глобальный рисунок компактного типа (рис. 9).

Иначе построен верхнеархейский (2600—3300 млн лет) этаж. В качестве его главных структурных элементов обычно выделяются гранито-зеленокаменные области и гранулитовые пояса. Новые надежные радиометрические данные [Щербак, Бибилова, 1984; и др.] показывают, что гранулитовый метаморфизм проявлялся в поясах неоднократно, в том числе и в раннем протерозое. Поэтому относить все толщи, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, к архею (или даже к нижнему архею) ныне не представляется корректным.

Структура гранито-зеленокаменных областей, по образному выражению австралийских геологов, представляется в виде моря гранитов с зеленокаменными островами. В большинстве областей пояса занимают небольшую площадь, а их контуры подчинены ограничениям гранито-гнейсовых куполов. Такой тип структуры назван неупорядоченным, поскольку простирания поясов сильно изменчивы. Этот тип характерен, например, для массивов Зимбабве, Каап-Вааль, Пилбара, блока Среднего Приднепровья и др. В ряде областей зеленокаменные пояса сгущаются, а простирания становятся выдержанными. К таким областям сгущения поясов можно от-

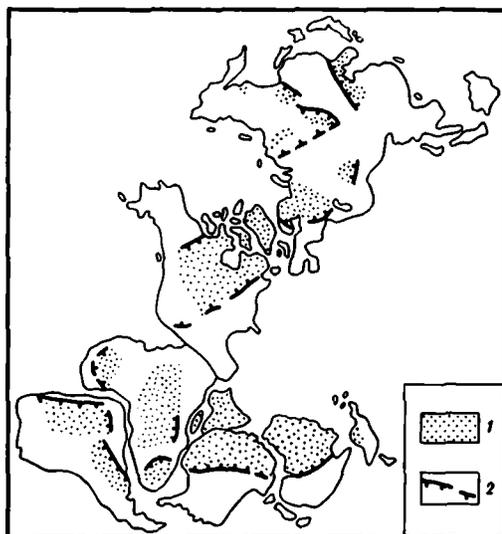


Рис. 8

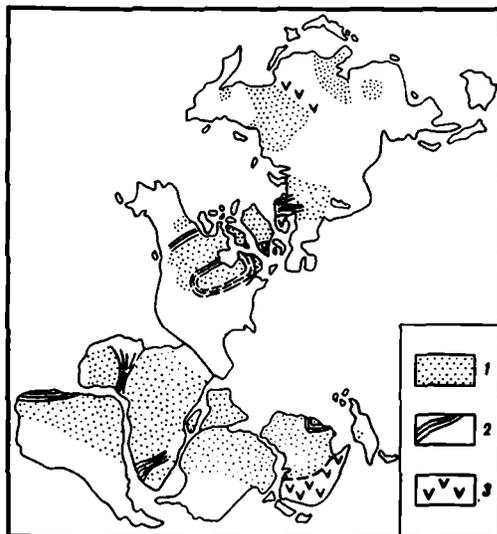


Рис. 9

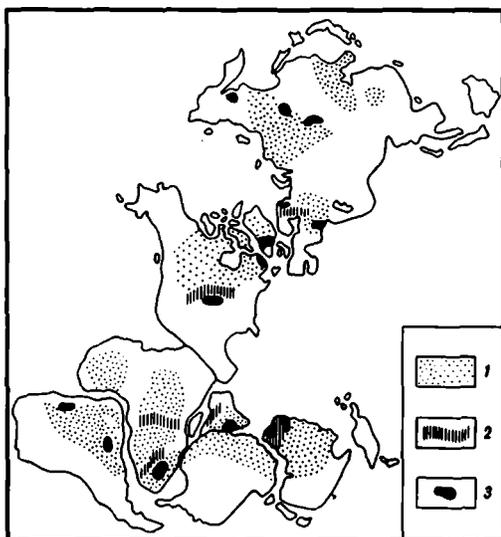


Рис. 10

Рис. 8. Схема структуры верхней части нижнего протерозоя (1600–1900 млн лет назад) на основе палинспастической реконструкции Дж. Пайпера

1 – континенты; 2 – внешние границы окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (с указанием наклона зоны субдукции)

Рис. 9. Схема структуры нижнего протерозоя (1900–2600 млн лет назад) на основе палинспастической реконструкции Дж. Пайпера

1 – континенты; 2 – граничные троговые пояса; 3 – области с корой океанического (?переходного) типа

Рис. 10. Схема структуры верхнего архея (2600–3300 млн лет назад) на основе палинспастической реконструкции Дж. Пайпера

1 – континенты; 2 – области сгущения зеленокаменных поясов; 3 – участки достоверных выходов "серых гнейсов" на поверхность

нести южную часть провинции Сьюпириор Канадского щита, провинции Дхарвар Индостанского щита и Калгурли–Кулгарди Западно-Австралийского и немногие другие (рис. 10).

По поводу природы, условий заложения и истории формирования зеленокаменных поясов не прекращается оживленная дискуссия. Разные исследователи сопоставляют пояса с рифтами, островными дугами, звгеосинклиналями, образованиями окраинных морей и т.д. Причина этого отчасти заключается в том, что в широкий класс зеленокаменных поясов включались довольно разнообразные объекты. Долгое время пояса подразделялись лишь на древние и молодые с возрастным рубежом между генерациями на уровне около 3 млрд лет назад.

В последние годы проблема, кажется, начинает проясняться. Австралийскими геологами выделены пояса "платформенной" и "рифтовой" фаз [Гровс, Батт, 1984].

Эта генетическая классификация очень близка к структурной, разработанной автором ранее. Комплексы "платформенной" фазы расположены в областях неупорядоченного типа строения, а "рифтовой" — в областях сгущения поясов. Рифтовая природа последних сомнительна. Линейный характер дислокаций, присутствие в разрезе флишевых и молассовых толщ, известково-щелочной тренд вулканитов, связь развития поясов с огромными массами плагиигранитов—гранодиоритов, элементы поллярности — эти и другие признаки свидетельствуют о том, что области сгущения зеленокаменных поясов представляют собой зоны столкновения континентов. Зеленокаменные пояса в их пределах проходили практически полный цикл Уилсона. В качестве рифтовой выступает лишь начальная стадия их развития.

Зеленокаменные пояса "платформенной" фазы рассматриваются как энциалические. Наиболее убедительным свидетельством такой их природы является чередование коматиитов с шельфовыми карбонатными породами, эвапоритами и косослоистыми песчаниками в древних поясах Норт-Пол и Барбертон [Körper, 1981]. В ряде поясов массива Зимбабве коматиитовая серия подстилается мощной толщей аркозовых песчаников. Материал разрушения кислых пород составляет значительную часть (до одной трети) в нижней толще зеленокаменного пояса Саргур. Новые геохимические данные указывают на признаки коровой контаминации в древнейших мантийных дериватах, а также на значительную истощенность мантии в эпоху формирования древних поясов (например, положительные значения ϵNd в древнейших мантийных породах) [Körper, 1981]. Эти данные противоречат представлениям некоторых геологов об исключительно аллохтонном залегании зеленокаменных поясов.

В области сгущения зеленокаменных поясов сиалического основания не обнаружено. Иногда предполагается, что пояса сформированы на примитивной сиалической коре, часто утоненной. Однако огромные массы толеитов в составе комплексов говорят о том, что ранние стадии развития поясов сопровождался разрывом коры и раздвижением сиалических блоков. Приводимые геофизические данные о залегании поясов на сиалической коре (например, для блока Йилгарн) не могут экстраполироваться на упомянутые стадии. Сплошной сиалический фундамент формируется на стадии столкновения континентов во всех коллизионных областях, проходивших ранее стадию океанической седиментации. Таким образом, области сгущения зеленокаменных поясов следует рассматривать как сутурные зоны, или позднеархейские зоны перехода от океана к континенту.

Если принять предложенную трактовку, то палеотектонический план позднего архея определится дисперсным размещением небольшого количества континентов, разделенных океаническими пространствами. Внутриконтинентальные зеленокаменные пояса "платформенной" фазы можно рассматривать как области внутриплитового магматизма.

Древнейшая континентальная кора представлена комплексом тоналит-трондьмитовых "серых гнейсов". По составу комплекс в общем отвечает андезиту. Ему свойственны как пликативные ранние деформации, так и дизъюнктивные, свидетельствующие о достаточной жесткости. По петрологическим данным мощность серогнейсовой коры в эпоху формирования зеленокаменных поясов оценивается в 20—40 км. Надежные радиометрические данные определяют возраст комплекса в интервале 3,4—3,8 млрд лет.

Выходы серых гнейсов на поверхность достоверно установлены на сравнительно небольших площадях (см. рис. 10). Однако, если учесть, что все зеленокаменные пояса закладывались на сиалической коре, то выясняется, что: 1) площадь позднеархейских континентов составляла 50—70% от современной; 2) в конце раннего архея (т.е. в эпоху, предшествовавшую заложению поясов) все сиалические массы были слиты в единый континент, подобный Пангее. Тонкие геохимические исследования подтверждают эти выводы, указывая на незначительный прирост объема сиалической коры после архея (вероятно, раннего) и широкое участие архейского корового материала в последующем круговороте.

Генезис серых гнейсов дискусионен. По составу их сопоставляют с островодужными сериями, высказываются мнения о их метасоматическом происхождении и т.д. Заключенные в гнейсах ксенолиты амфиболитов рассматриваются как реликты более древней базальтовой коры. Однако эти дискуссии не могут повлиять на главный вывод — первые в истории Земли крупные порции сиалической коры сформированы до начала развития зеленокаменных поясов. Более древняя (базальтовая?) кора не сохранилась. Кора океанического типа в областях сгущения зеленокаменных поясов вторична и образована в результате спрединга.

В плане изучения тектоники литосферных плит поздний архей особенно интересен как наиболее отстоящая от современности эпоха, в достаточной мере документированная. Независимые движения континентальных плит в эту эпоху доказаны палеомагнитными методами [Kröner, 1982]. Свидетельствами проявлений спрединга и столкновений континентов служат состав комплексов и складчато-покровная структура поясов. Менее ясен вопрос о проявлениях субдукции.

Типичные субдукционные комплексы окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов появились в конце архея. В масштабе пояса уступали таковым конца раннего протерозоя. В качестве примеров укажем пояса: Доминион Южной Африки, Сумийский Северной Карелии, Норсман-Уилуна Западной Австралии. Вулканитов известково-щелочной серии в зеленокаменных комплексах мало, на основании чего роль субдукции в развитии поясов часто категорически отрицается. Однако все исследователи признают сопряженное развитие поясов и смежных с ними гранито-гнейсовых куполов. Подобный латеральный ряд структур известен и в фанерозое. Это геодинамические обстановки невадского типа, связь которых с зонами субдукции несомненна. По-видимому, для позднего архея такие обстановки были более характерны, чем островодужные.

Предполагается, что геотермический градиент в архее в 2–3 раза превышал современный. Поэтому многие исследователи полагают, что новообразованная архейская литосфера весьма долго сохраняла высокую температуру, что препятствовало ее погружению в астеносферу. Однако при этом упускается из виду, что архейская океаническая кора (а следовательно, и океанические части плит) была плотнее современной за счет присутствия больших объемов вулканитов коматитовой серии.

Таким образом, мы приходим к выводу, что законы тектоники литосферных плит действовали в истории Земли по крайней мере с эпохи развития молодых зеленокаменных поясов, т.е. с 3 млрд лет назад. Иными словами, тектоника плит определяла развитие планеты на протяжении практически всей обозримой ее истории. Однако формы проявления законов менялись.

Анализ показывает, что позднепалеозойская Пангея А. Вегенера была не единственной в геологической истории. Подобные суперконтиненты возникали в конце раннего протерозоя и, вероятно, в конце раннего архея, т.е. примерно через 1,5 млрд лет (на рубежах около 300, 1800 и 3300 млн лет назад). Эпохи распада Пангеи с образованием глобального рисунка дисперсного типа отвечают позднему архею, позднему рифею—раннему палеозою и позднему мезозою—кайнозою.

Чередование эпох интеграции и дезинтеграции Пангей хорошо объясняется с позиций гипотезы концентрационной конвекции, разработанной А.С. Мониним и О.Г. Сорохтиным [1982, и др.]. Пангея образуется при одноячейковой структуре конвекции, а максимальное разобшение континентов наблюдается при двухъячейковой. Эпохи дезинтеграции маркируются широким спектром геодинамических обстановок, аналогичным современному. В эпохи интеграции Пангея противостоит Панталассе, и спектр суживается (его характерный элемент — протяженные окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса).

А.С. Монин и О.Г. Сорохтин, опираясь на известную гистограмму возрастов Р. Дернли, усматривают в истории Земли пять эпох интеграции. Изложенные геологические данные указывают лишь на три. Это хорошо согласуется с моделью Дж. Пайпера

[Piper, 1976; и др.], который на базе палеомагнитных материалов показал устойчивость и единство Пангеи на протяжении раннего протерозоя—среднего рифея.

Следовательно, при постоянстве действия законов тектоники литосферных плит в истории планеты изменяется лишь форма проявления этих законов.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

К раннему докембрию обычно относят архейские и нижнепротерозойские структурные и вещественные комплексы, ограниченные верхней изотопной датой 1650 ± 50 млн лет.

Широко известны особенности дорифейского фундамента: наличие свойственных только раннему докембрию геологических формаций, таких, как железисто-кремнистая, гранитов рапакиви, гранитоидов амфиболитовой и гранулитовой фаций; специфичные складчатые формы в виде гранито-гнейсовых куполов и валов; особый характер термодинамического режима и др. Уже само отсутствие на самых ранних стадиях развития земной коры сколько-нибудь крупных континентов позволяет предполагать тектонические обстановки, присущие только древнейшему этапу.

По-видимому, наиболее реалистические реконструкции тектонических условий того времени можно выполнить только на основе теории тектоники литосферных плит. Более того, воссоздание тектонического прошлого докембрийских платформ необходимо с позиций мобилизма. В уникальности структуры фундамента материков запечатлено своеобразие ранней плитотектоники.

Судя по наиболее древним породам — плагиогранитоидам с возрастом около 3800 млн лет, установленным почти на всех докембрийских щитах, в то время уже были относительно небольшие протоконтинентальные массивы, разумеется, несопоставимые с возникшими впоследствии материками. Таков же примерно возраст древнейших на Земле железисто-кремнистых пород в районе Исуа в Гренландии. Скорее всего, эти железисто-кремнистые осадки формировались с участием протокариот, поскольку они способствовали переводу закисного железа в окисное и выпадению последнего в осадок. Дефицит кислорода в архейской атмосфере обусловил восстановительную обстановку, при которой железо могло переноситься в виде закиси. Именно о таких условиях свидетельствуют многочисленные находки неокисленного пирита и свежего уранинита, "законсервированных" в архейских образованиях.

Пока нет достаточно достоверных данных о породах с возрастом более 3800 млн лет. Если они были переплавлены, то, естественно, не сохранились и признаки жизни, более древней, чем названная дата. Необходимо заметить, что до этого рубежа земная поверхность подвергалась необыкновенно интенсивной метеоритной бомбардировке, сопровождавшейся выделением колоссальной энергии. Разумеется, это обстоятельство отрицательно сказывалось на развитии самой ранней микробиоты. Протокариоты получили весьма широкое распространение лишь 2,2 млрд лет назад, когда метеоритный поток уменьшился примерно в 200–300 раз [Смит, 1980; Марков, 1984].

К этому же времени практически были почти сформированы докембрийские платформы, образующие главную массу земной коры материков. Их структура уже представляла собой объединенные раннедокембрийские литосферные блоки. Завершилось развитие гранито-зеленокаменных областей и гранулитогнейсовых мегаблоков. Все это привело к резкому увеличению континентальных масс. Появились многочисленные линейно вытянутые зоны повышенной проницаемости, подобные современным рифтовым зонам срединно-океанических хребтов и протяженным зонам поглощения и столкновения литосферных плит.

Ныне определенно установлено, что фундамент древних докембрийских щитов и платформ расчленен на отдельные достаточно крупные сегменты, разделенные глубинными разломами. Выясняется, что они представляют собой фрагменты "спаянных" литосферных мегаблоков, а разломы унаследовали древнейшие швы, объединяющие

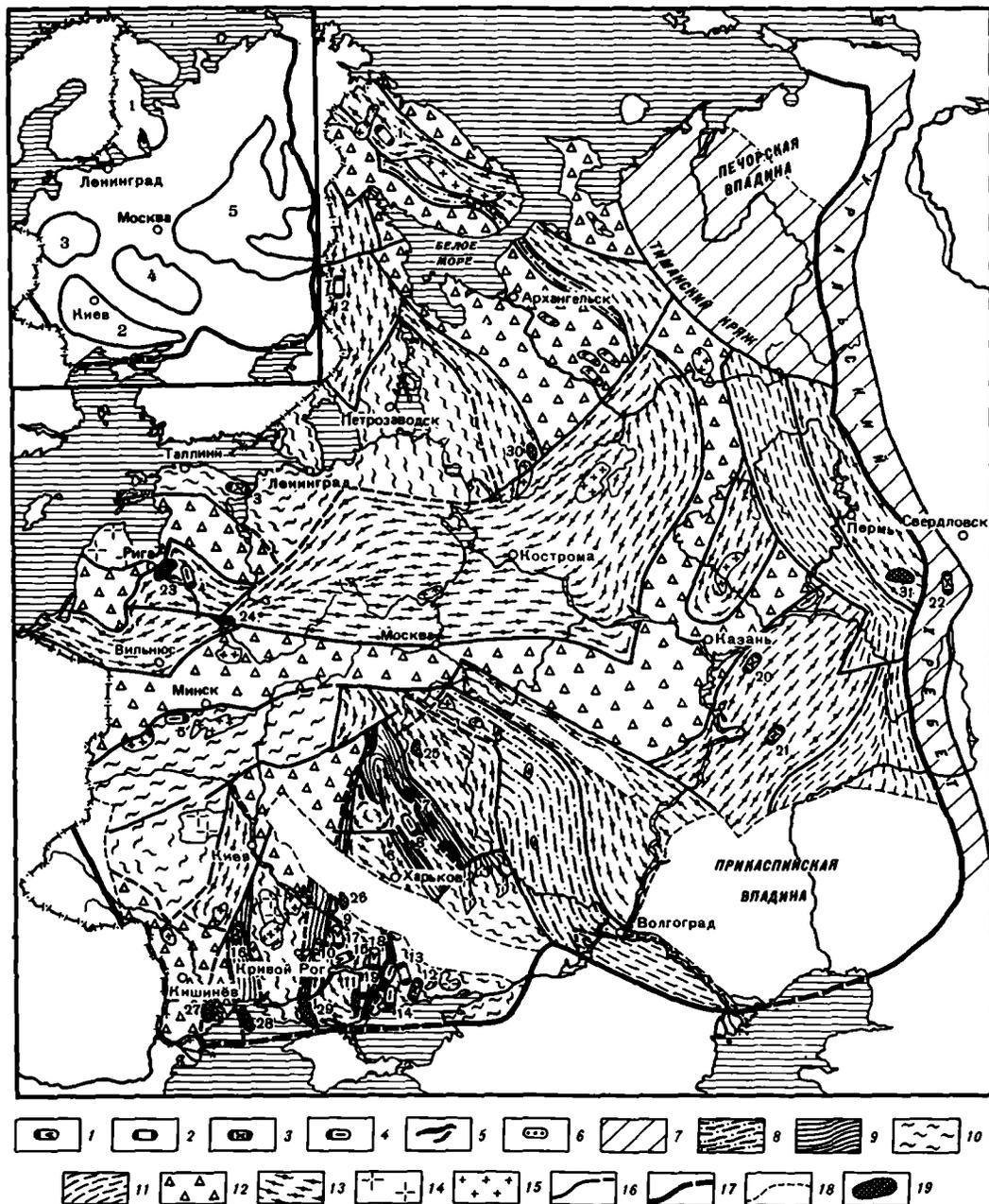


Рис. 11. Тектонические элементы дорифейского фундамента и связь с ними железорудных формаций на территории европейской части СССР (с учетом данных С.В. Богдановой, Е.Б. Глевасского, Г.А. Глушковой, П.М. Горяинова, В.Я. Горьковца, Г.Х. Димитрова, Н.А. Корнилова, Б.М. Петрова и др.)

Железорудные формации: 1, 2 – сформированные на океанической коре в архейских зеленокаменных поясах: 1 – на рифтогенной стадии, 2 – на стадии сжатия; 3–6 – сформированные на континентальной коре в раннем протерозое: 3 – в островодужных зонах, 4 – на шельфах активных окраин, 5 – в краевых прогибах, смежных с гранито-зеленокаменными областями на доорогенной стадии, 6 – там же на позднеорогенной стадии. Структурно-исторические элементы: 7 – нерасчлененные уралиды и байкалиды Урала, Тимана и Печорской впадины; 8 – поздипротерозойские рифтогенные зоны; 9 – раннепротерозойские краевые линейные зоны, заложенные на континентальной коре; 10 – архей-протерозойские блоки с преимущественно зрелой континентальной корой, вме-

эти мегаблоки. В этом ансамбле разнородных элементов структуры земной коры немало экзотических блоков, сильно контрастирующих друг с другом.

Опираясь на данные по Восточно-Европейской платформе, можно выделить главные структурные элементы фундамента: древнейшие гранулитогнейсовые блоки, сформированные на исходной коре океанического типа; архей-протерозойские блоки с преимущественно зрелой континентальной корой, вмещающие поздние щелочные гранитоиды, возникшие в тылу активных континентальных окраин; архейские рифтогенные гранито-зеленокаменные области (блоки), сформированные на протоконтинентальной коре; нижнепротерозойские краевые линейные зоны, обычно насыщенные джеспилитовыми формациями, заложенные на континентальной коре; позднепротерозойские рифтогенные зоны.

Наиболее крупные мегаблоки имеют индивидуальные внутренние структуры, дисгармонирующие со структурами смежных мегаблоков. Свойственные им направления и формы складчатости словно утыкаются в шовные зоны. Это свидетельствует о том, что такие мегаблоки длительно развивались самостоятельно, а затем были состыкованы. В ходе эволюционного развития — сближения и столкновения литосферных блоков возникли соединительные швы, которые затем были унаследованы глубинными разломами в виде региональных надвигов в процессе так называемой вторичной субдукции [Хаин, 1978]. На рис. 11 отображены упомянутые выше мегаблоки и главные глубинные разломы. Во внутренней структуре древнейших литосферных блоков, образующих своеобразную мозаику дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы, реконструируются типичные историко-геологические элементы, присущие тектонике литосферных плит: архейские рифты, океаническая кора того времени, активные континентальные окраины и зоны поглощения плит с океанической корой.

Древнейшие гранулитогнейсовые мегаблоки сложены преимущественно породами гранулитовой фации метаморфизма. По-видимому, среди них имеются раннеархейские протоконтинентальные массивы, реликтами которых являются тоналиты, ультрабазиты и другие породы, имеющие изотопный возраст около 3700 млн лет. Такие древнейшие даты ныне известны на всех докембрийских платформах. Сравнительно недавно они были установлены в Орехово-Павлоградской зоне Украинского щита [Щербак и др., 1984; Щербак, Каляев, 1986]. Можно допустить, что в последней имеются фрагменты протоконтинента, пределы которого пока неизвестны.

К группе существенно гранулитовых блоков следует отнести Мурманский, Беломорский, отчасти Западно-Белорусский, Южно-Белорусский (Брагинский), Подольский, мегаблоки на территории Прибалтики в районах Шяуляя и Риги и некоторые мегаблоки на территории Русской плиты. Среди типичных пород этих мегаблоков — чарнокитов и эндербитов с реликтами гранулитов выделяется определенный

←

щающие поздние щелочные гранитоиды, возникшие в тылу активных континентальных окраин; 11 — нерасчлененные по возрасту и типам блоки и зоны; 12 — древнейшие гранулитогнейсовые блоки, сформированные на исходной коре океанического типа; 13 — архейские рифтогенные гранито-зеленокаменные области (блоки), сформированные на протоконтинентальной коре. Формации гранитоидов, разломы и другие обозначения: 14 — граниты рапакиви и гранитоидная щелочная формация; 15 — калевые граниты; 16 — глубинные разломы, разделяющие мегаблоки; 17 — границы Восточно-Европейской платформы; 18 — границы областей весьма глубокого залегания докембрийского основания; 19 — магнитные аномалии в глубоко погруженном фундаменте. Районы распространения железорудных формаций (цифры на схеме): 1 — Оленегорский, 2 — Костомукшский, 3 — Эстонский, 4 — Гарсенский, 5 — Околовский, 6 — Белгород-Михайловский, 7 — Старооскольский, 8 — Обоянский, 9 — Кременчугский, 10 — Криворожский, 11 — Белозерский, 12 — Мариупольский, 13 — Гуляйпольский, 14 — Западно-Приазовский, 15 — Чертомлыкский, 16 — Побужский, 17 — Верховцевский, 18 — Коикский, 19 — Орехово-Павлоградский, 20 — Приволжский, 21 — Несмеяновский, 22 — Тараташский. Крупные магнитные аномалии: 23 — Центральноплатвийские (Стайцельские), 24 — Игналинская, 25 — Сухиничская, 26 — Кобелякская, 27 — Фрунзовская, 28 — Одесская, 29 — Херсонская, 30 — Харовская, 31 — Манчжская.

На врезке показаны поднятия докембрийского фундамента. Щиты: 1 — Балтийский, 2 — Украинский; выступы: 3 — Белорусско-Литовский, 4 — Воронежский, 5 — Волго-Уральский

тектонотип железорудной формации — железисто-кремнисто-базит-гранулитовый (зулизитовый), дающий ряд месторождений и рудопроявлений в Побужье, Белоруссии, Прибалтике и на Русской плите [Глевасский, Каляев, 1986].

Следующая группа мегаблоков — архей-протерозойская — отличается прежде всего тем, что она вмещает гранитоидную щелочную формацию или же субщелочные гранитоиды. Ярким представителем может служить Приазовский мегаблок с характерным щелочным комплексом. К этой же группе относятся и другие мегаблоки в основном на западной окраине Восточно-Европейской платформы, вмещающие формацию гранитов рапакиви. Таковы Кировоградский, Волынский, Рижский, Ладожский и др. Эти блоки возникли в архее и активно развивались в протерозое. Основную ткань таких блоков образуют различные гранито-гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма. Для них характерны и основные породы в виде различных габброидов, с которыми иногда ассоциируют железорудные месторождения (Белорусский и Прибалтийский выступы фундамента).

Важно отметить, что комплексы щелочных и субщелочных гранитоидов обычно располагаются за шовными зонами и примыкающими к ним древними плагиигранитами и гранито-гнейсами. Щелочные гранитоиды обозначают тыльные зоны бывших длительно существовавших активных континентальных окраин.

Особую группу блоков образуют гранито-зеленокаменные области, ограниченные глубинными разломами. Ныне они построены антиклинорно. К ним относятся Западно-Карельский, Центрально-Кольский, Курский и Приднепровский блоки. Преобладающими в них породами являются тоналиты, гранодиориты и плагиигранито-гнейсы. Обычно они образуют крупные гранито-гнейсовые купола, между которыми зажаты зеленокаменные пояса, сложенные метаморфическими породами ультрабазито-базальтовой ассоциации, включающей морские осадочные породы. Этот комплекс пород представляет собой преобразованную архейскую океаническую кору с изотопным возрастом около 3500 млн лет.

О начальной рифтогенной природе гранито-зеленокаменных мегаблоков свидетельствуют определенные данные по Украинскому щиту: наличие в нижней половине разреза зеленокаменных поясов мощных толщ основных вулканогенных пород и ультрабазитов; двухсторонняя дивергентная симметрия складчатых элементов; сравнительно небольшая (28 км) мощность земной коры в срединной части гранито-зеленокаменной области и нарастание ее (до 65 км) в краевых частях — зонах бывшего поглощения океанической коры. Контрастные соотношения мощностей унаследованы от рифтогенной стадии, а общее возрастание мощностей произошло на стадии сжатия при формировании плагиигранитоидов и образовании континентальной коры.

В гранито-зеленокаменных областях имеются два руководящих формационных типа железисто-кремнистой формации: нижний маломощный, залегающий среди метабазитов, возникший на океанической коре на рифтогенной стадии (верховцево-чертомлыкский тип); верхний продуктивный, ассоциирующий со средними и кислыми эффузивами, возникший на стадии сжатия (белозерско-костомукшский тип).

Нижнепротерозойские краевые зоны привлекают к себе внимание прежде всего потому, что к ним приурочены крупнейшие месторождения богатых и обогащаемых железных руд, пространственно связанных с железисто-кремнистой формацией осадочного криворожско-курского типа. Таковы краевые зоны — Криворожско-Кременчугская, Белгород-Михайловская и Старооскольская. К сожалению, пока неизвестны структурные аналоги этих зон в других районах Восточно-Европейской платформы. Рассматриваемые зоны, насыщенные железисто-кремнистыми формациями, развивались в раннем протерозое после рифтогенной стадии в смежных зеленокаменных областях. Такие зоны соседствовали с краевыми кордильерами, о чем свидетельствуют наличие мощных терригенных толщ, подстилающих и перекрывающих железисто-кремнистые формации, огромные мощности и флишиоидный характер последних.

Позднепротерозойские рифтогенные зоны имеют ясно выраженный линейный характер. Представителями их являются Печенго-Варзугская, Эртиль-Калачская и Сорokinская зоны. Фундамент в этих зонах достигнут лишь одиночными скважинами, вошедшими в мигматиты и гранитоиды. Лежащие выше толщи сланцев, гнейсов и терригенных пород обычно представлены в зеленосланцевой фации. Для этих зон весьма характерно наличие многочисленных тел ультрабазитов и габброидов, возникших на рифтогенной стадии.

Некоторые авторы расширяют понятие зеленокаменных поясов, охватывая и протерозойские рифтогенные зоны – пояс Лимпопо в Африке, Пояса Патомского нагорья, Лабрадорский трог, рифтогенную Печенго-Варзугскую зону и др. [Богатиков и др., 1986; Грачев, Федоровский, 1986].

Иногда ставится под сомнение реальность механизма тектоники плит в архее и в раннем протерозое, отрицается возможность субдукции в архее.

Отметим, что подлинные зеленокаменные пояса являются исключительно архейскими образованиями. Последние формировались на малоощной протоконтинентальной коре, им чужды карбонатные породы. Архейские пояса – сравнительно узкие складчатые формы, а породы в них представлены в низких ступенях метаморфизма, тогда как протерозойские троговые и рифтогенные зоны как бы имитируют архейские пояса, отличаются большей протяженностью и более высоким метаморфизмом. Нередко в них отсутствуют ультрабазиты и плагиогранитовые купола. Из этого сопоставления вытекает самобытность архейских зеленокаменных поясов.

Около 3800 млн лет назад, когда возникли древнейшие плагиогранито-гнейсы, континентальная земная кора уже достигла 15–20 км мощности. Сформировались протоконтинентальные массивы и островные дуги. Древнейшие плагиогранитные серии представляют собой комплексы, неудачно называемые "серыми гнейсами". Петрохимически они отвечают андезитам островных дуг и вообще среднему составу континентальной коры. Скорее всего, они образовались в итоге ассимиляции верхних слоев древнейшей океанической коры в первичных зонах субдукции.

На стадии образования зеленокаменных поясов начиная с времени около 3500 млн лет назад при относительно высокой теплогенерации и сравнительно тонкой литосфере в архее протоконтиненты были "взломаны". Возникли рифтогенные раздвиговые зоны, на месте которых впоследствии сформировались гранито-зеленокаменные области.

Разумеется, термодинамические обстановки раннего докембрия все еще представляются весьма проблематичными. Некоторые их особенности, определяющие стиль тектоники того времени, все же можно предположить с большей или меньшей уверенностью. В соответствии с имеющимися сводками [Белоусов, 1975] представляются вполне реальными высокие тепловые потоки и геотермические градиенты, по крайней мере втрое превышавшие современные, вследствие относительно неглубокого залегания астеносферы. Этому отвечали и более интенсивная конвекция в мантии и подвижность ранних литосферных блоков. Число таких относительно небольших блоков, судя по строению дорифейского фундамента древних платформ и щитов, было велико. Соответственно было и большее количество конвекционных ячеек.

Важно подчеркнуть, что при этих условиях для метаморфических преобразований пород не нужны были весьма глубокие погружения их в мантию. Интенсивный метаморфизм, вплоть до формирования эклогитов, развивался на значительно меньших глубинах, чем это происходило впоследствии.

Основной магматизм приводил к образованию габброидов и накоплению базальтов. Соответствующее прогибание океанической коры и ее погружение способствовали образованию эклогитов и вообще океанической литосферы с достаточно избыточной плотностью (не менее $0,2 \text{ г/см}^3$). Она могла затягиваться в мантию в формирующихся зонах субдукции, и тезис об отсутствии последней в архее представляется сомнительным.

Остается затронуть вопросы, вызывающие наиболее острые разногласия: являются ли породы зеленокаменных поясов бывшей океанической корой и аналогом фанерозойских офиолитов?

Судя по размерам гранито-зеленокаменных областей Карелии, Воронежского выступа, Украинского и других щитов, следует полагать, что размеры исходных бассейнов могли достигать 1000 км и даже более. В срединных частях таких морей, вероятно, располагавшихся между архейскими микроконтинентами или островодужными поднятиями, находились осевые спрединговые зоны. Они унаследованы в виде нынешних поднятий поверхности Мохоровичича либо в дивергентной двухсторонней симметрии расположения структурных элементов гранито-зеленокаменных областей.

Архейские метабазиты зеленокаменных поясов петрохимически отлично сопоставляются с толеитами нынешних срединно-океанических хребтов, что отмечалось во многих работах, в том числе и в наших [Каляев, 1976; Каляев и др., 1984]. Однако в архейских толеитах заметно большее содержание закисного железа — в 1,3–1,5 раза. Несомненно, они излились в подводных условиях, о чем свидетельствуют подушечные и шаровые отдельности, подобные пиллоу-лавам океанических рифтов. Такие образования известны в Криворожье, в Карелии в районе Костомукшского месторождения и во многих других зеленокаменных поясах, например в Барбертонском поясе. К тому же в сланцах серии онвервахт и в поясах Среднего Приднепровья обнаружены сфероидальные акритархи [Тимофеев, 1973], по всей вероятности, представляющие собой архейские планктонные организмы. Как отмечалось, само наличие древнейших пород железорудной формации, как, например, в зеленокаменном поясе Исуас возрастом 3700 млн лет [Алпорт, 1980], может рассматриваться как свидетельство одновременного существования в то время органической жизни.

Однако сопоставление архейских зеленокаменных поясов с океанической корой, естественно, вызывает возражения, когда для этого привлекают и разрезы верхних серий поясов, содержащих различные кварц-полевошпатовые порфиры. Кислые и средние лавы вовсе чужды современным срединно-океаническим рифтам и разрезу океанических платформ, а источником кислого экзотического пирокластического материала в океанических осадках являются вулканы на островных дугах. В нашей предшествующей монографии [Каляев и др., 1984] было показано, что полные разрезы зеленокаменных поясов, естественно, несопоставимы с разрезами океанической коры. Такое сравнение допустимо только для рифтогенной стадии. Нижние серии практически во всех зеленокаменных поясах представлены ультрабазито-базальтовой ассоциацией пород [Конди, 1983]. Она представляет собой подлинную океаническую кору на рифтогенной стадии, а верхние серии образовались на стадии сжатия, в процессе формирования континентальной коры [Каляев и др., 1984; Борукаев, 1986]. Архейскую океаническую кору, выявленную в зеленокаменных поясах, несмотря на ее специфику, не следует исключать из офиолитовых ассоциаций, поскольку она представляет собой океаническую кору геологического прошлого.

Пока нет установившихся взглядов на тектонику плит в раннем докембрии. Эту теорию все еще робко распространяют в глубь времени.

С признанием права применения тектоники плит для раннего докембрия происходит то же, что и в свое время с учением о геосинклиналях, которое с "торможением" распространялось на протерозой и архей. Вначале весь докембрий относили к так называемому догеосинклинальному этапу. Затем из последнего исключили рифей, позже — весь протерозой и, наконец, явные геосинклинальные образования обнаружили в архее.

Первое время тектонику плит ограничивали возрастом океанического дна, но с появлением учения об офиолитах и обнаружением явных признаков коллизий плит в палеозое и протерозое тектоника плит "проникла" и в ранний докембрий. Новая глобальная тектоника не противопоставлена для архея. Перемещение в глубь

времени "зыбкого" ограничения тектоники плит вызвано нарастанием геологических знаний о раннем докембрии.

Оценивая структурно-историческое значение ранней тектоники плит, нетрудно видеть, что она сводится к процессам аккреции – к наращиванию и объединению континентальных литосферных блоков и в конечном итоге к становлению материков.

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Проблемы применения теории тектоники плит для анализа эволюции литосферы Земли на самых ранних этапах ее развития могут рассматриваться только с учетом неповторимых специфических особенностей термодинамических условий раннего докембрия. Очевидно, что эти особенности определили такие явления, как резкие и быстрые изменения геодинамических условий во времени и пространстве в период формирования относительно тонкой и горячей базитовой коры [Моралев, 1986] и большая интенсивность процессов преобразования первичной базитовой коры в кору континентального типа. Полагают, что к концу раннего докембрия было сформировано 70–90% объема современной континентальной коры [Монин, Сорохтин, 1983; Kѓner, 1982].

Как же объяснить эти явления, оставаясь на позициях тектоники литосферных плит? Как показывает анализ строения фундамента докембрийских щитов, применение основных положений плитотектонической теории к раннему докембрию имеет существенные особенности. Они связаны с представлениями о базитовой и эндрбит-базитовой коре, существовавшей на самых ранних этапах развития литосферы, и о ее гравитационной устойчивости [Shaw, 1980]. Это делает маловероятным то, что процессы субдукции современного типа были в состоянии обеспечить высокие темпы роста докембрийской континентальной коры, тем более на больших площадях. Этот вывод подтверждается и данными по геологическому строению раннедокембрийских комплексов. В них отсутствуют достоверные следы проявлений магматизма, которые можно было бы связывать с развитием процессов субдукции [Кренер, 1984]. Имеющиеся данные о палеомагнетизме протерозойских магматических, осадочных и метаморфических пород всех континентов Земли свидетельствуют о том, что раннедокембрийская континентальная кора составляла одну плиту, сохранявшую целостность до позднего докембрия [Piper, 1983].

Появляется, таким образом, необходимость в представлениях о каких-то механизмах формирования континентальной коры, отличающихся от механизма тектонического скучивания и переработки океанической литосферы с выплавлением известково-щелочных расплавов в зонах субдукции. Такие представления, разработанные в основном на примере Сибирской платформы, были суммированы в качестве нуклеарной концепции, предполагающей возможность вертикального наращивания мощности литосферы в процессе очагового преобразования базитовой коры в кору континентального типа [Глуховский, Павловский, 1982, 1984; Глуховский и др., 1983, 1986; Моралев, Глуховский, 1985б]. Эта концепция может рассматриваться как составной элемент тектоники плит, необходимый для понимания процессов зарождения и становления древнейших масс континентальной литосферы.

В соответствии с этой концепцией основными структурными элементами фундаментов древних платформ являются нуклеары и разделяющие их интернуклеарные области.

В структурном отношении нуклеары представляют собой крупные, но разновеликие (400–3800 км) сложные образования, характеризующиеся радиально-концентрически-кольцевым строением, осложненные кольцевыми структурами более высоких порядков и секущими линеamentами.

В генетическом плане нуклеары рассматриваются как длительно развивающиеся очаговые геодинамические системы, становление и развитие которых осуществлялось в два этапа – нуклеарный, когда происходило формирование протоконтинентальной

коры (до 3 млрд лет назад), и кратогенный — окончательное становление континентальной коры (до 1,4–1,9 млрд лет назад). В первый этап нуклеары представляли собой центры вулканизма и формирования первичной базитовой коры, которая подверглась затем высокотемпературной гранитизации (эндербитизации) и метаморфизму, когда были заложены зародыши первых гранито-гнейсовых куполов (3,7–3,9 млрд лет). В пределах нуклеаров формировались и первые неориентированные бассейны вулканогенно-осадочного накопления, которые служили впоследствии ареной следующего этапа раннеархейского метаморфизма, гранитизации и роста гранито-гнейсовых овалов и куполов второго поколения (3,2–3,3 млрд лет). Нуклеарный этап завершился внедрением автономных массивов анортозитов в зонах тектонотермальных максимумов (2,9–3 млрд лет).

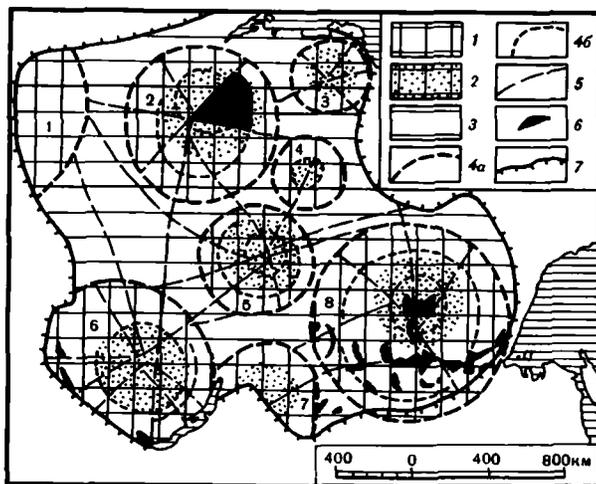
В кратогенный этап эволюции континентальной литосферы, в процессах развития верхнеархейских энциалических зеленокаменных трогов, формирования нижнепротерозойского платформенного чехла, регрессивного метаморфизма и гранитизации кристаллического цоколя и одновременного роста гранито-гнейсовых куполов третьего поколения, последующего, вслед за этим, развития вулканоплутонических поясов и внедрения интрузивных образований габбро-анортозит-рапакивигранитной формации (1,5–1,9 млрд лет) произошло окончательное становление нуклеаров как сиалических ядер.

Интернуклеарные области, судя по данным ГСЗ (поскольку они перекрыты мощным платформенным чехлом), характеризуются преимущественно гранулит-базитовым и отчасти эндербит-базитовым составом консолидированной коры. Это свидетельствует о том, что процессы корообразования в их пределах протекали замедленно, не так интенсивно, как в нуклеарах. Вследствие этого заметна и разница в мощностях консолидированной коры и литосферы между нуклеарами и интернуклеарными областями. Так, для первых эти величины равны соответственно 38–50 и более 200 км, а для вторых — 25–35 и около 100 км.

Анализ тектонических условий формирования первичной базитовой коры в пределах нуклеаров основан на изучении петрохимических характеристик древнейших метабазитов Алданского щита — южного сегмента Алдано-Станового нуклеара Сибирской платформы (рис. 12). Метабазиты (пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы) встречаются в виде меланократовых включений в эндербитах (эндербит-базитовая ассоциация), имеющих по современным оценкам катархейский возраст $3,7 \pm 0,2$ млрд лет [Рудник, Соботович, 1984]. Эти метабазиты являются, скорее всего, реликтовыми породами первичной коры, которые подверглись эндербитизации [Моралев, Глуховский, 1985б]. Породы эндербит-базитовой ассоциации катархея слагают в основном внешние части нуклеаров и их центральное ядро, тогда как более молодые гнейсовые серии развиты преимущественно во внутренней части этих крупных кольцевых структур. Нуклеары, обладающие таким строением, относятся к синформному типу (Алдано-Становой нуклеар). Когда же породы эндербит-базитовой ассоциации заполняют внутренние части нуклеаров, а образования нижнеархейской гнейсовой серии развиваются в основном по их периферии, то такие нуклеары относятся к антиформному типу (Хета-Оленекский нуклеар) (см. рис. 12).

Петрогеохимическая латеральная зональность древнейших метабазитов в пределах Алдано-Станового нуклеара позволяет реконструировать геодинамические условия формирования коррелируемых образований катархейского и раннеархейского уровней во внешних и внутренних зонах нуклеара. Анализ диаграммы AFM и $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ показывает, что в пределах Алдано-Станового нуклеара метабазиты внешней зоны в основном попадают в поля океанических составов, а метабазиты внутренней зоны — в поля известково-щелочной серии, характерной для коллизионных геодинамических обстановок (рис. 13, 14).

Для метабазитов катархейского уровня были вычислены средние содержания $Sr-Ti-Zr$, что позволило показать аналогичную картину и на диаграмме Дж.А. Пирса (рис. 15).



Р и с. 12. Схема размещения нуклеаров Сибирской платформы

Нуклеары: 1 – внешние и 2 – внутренние части; 3 – интернуклеарные области; 4 – дуговые и кольцевые тектонические зоны: 4а – граничные, 4б – внутренние; 5 – линейные разломы; 6 – области развития пород эндробит-базитовой ассоциации; 7 – граница Сибирской платформы. Названия нуклеаров: 1 – Обский, 2 – Хета-Оленекский, 3 – Оленекский, 4 – Тюнгский, 5 – Вилуйский, 6 – Ангарский, 7 – Олекмо-Витимский, 8 – Алдано-Становой

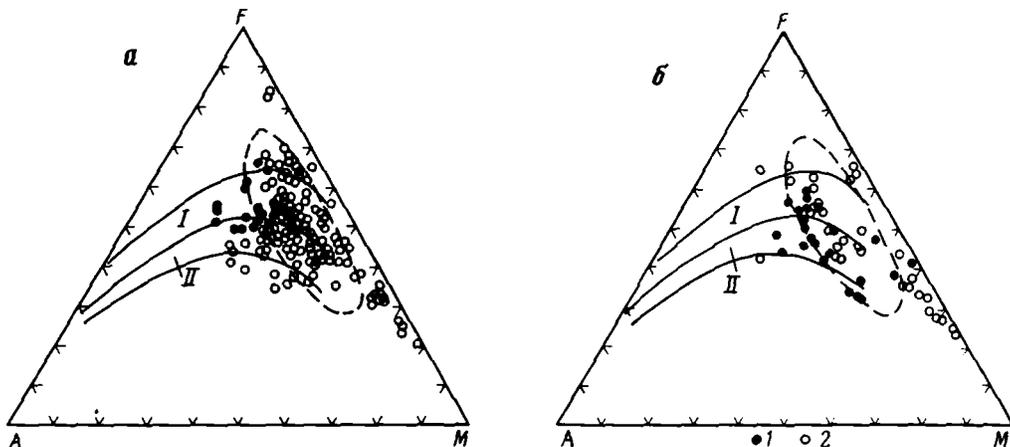
Такое же сравнение, проведенное для нуклеаров антиформного типа (Анабарский щит, Хета-Оленекский нуклеар), показало обратную картину латеральной зональности разновозрастных метабазитов, входящих в состав эндробит-базитовой ассоциации.

Все метабазиты катархея, независимо от их положения в нуклеарах обоих типов, обогащены некогерентными и тугоплавкими элементами – свидетельство их выплавления из неистощенной мантии.

Таким образом, установленная в пределах нуклеаров петрохимическая латеральная зональность древнейших метабазитов позволяет реконструировать геодинамические условия наиболее ранних коробразующих процессов. Так, широкий спектр петрохимических характеристик древнейших метабазитов катархея внешней части Алдано-Станового нуклеара свидетельствует о том, что процессы петрогенезиса древнейших вулканических пород Земли протекали в условиях высокого теплового потока и изменяющихся полей напряжений с преобладанием растяжения. Формирование же катархейских метабазитов преимущественно известково-щелочной серии во внутренней части нуклеара происходило, вероятнее всего, в обстановке сжатия. Для нуклеаров антиформного типа выявляется обратная картина латеральной геодинамической зональности: сжатие во внешней и растяжение во внутренней частях нуклеара. Иными словами, можно говорить о центробежной или центростремительной направленности эндогенных процессов при формировании вулканотектонических структур антиформного и синформного типов соответственно, на начальной (примакрустальной) стадии нуклеарного этапа развития докембрийской литосферы.

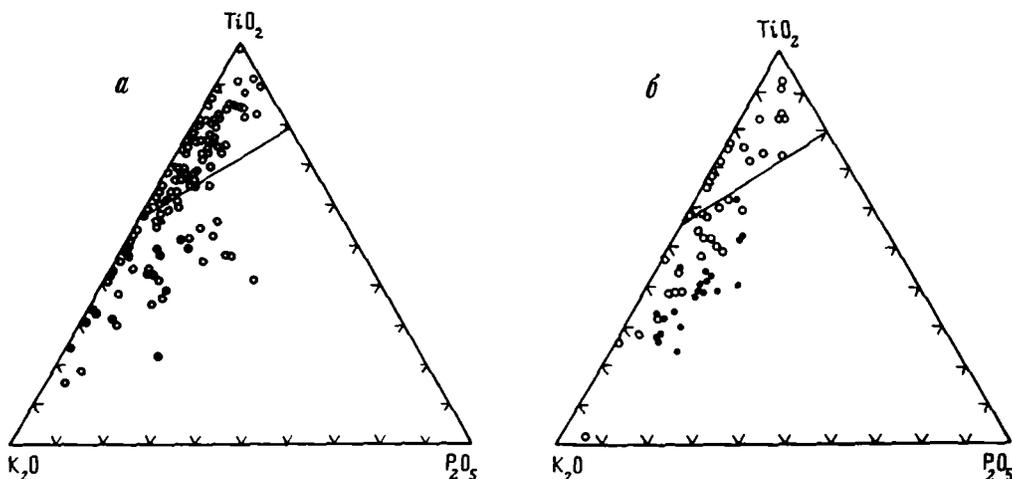
Наступивший вслед за этим гранулитовый метаморфизм был связан с высокотемпературными флюидными потоками восстановительного характера, которые привели к преобразованию базитов в пироксен-шлагноклазовые кристаллические сланцы, к эклогитизации нижних частей протокоры, высвобождению кремнезема и щелочей, что способствовало синхронным процессам низкокалливой эндробитизации вмещающих толщ [Моралев, Глуховский, 19856], формированию, таким образом, относительно менее плотной эндробит-базитовой ассоциации пород и наращиванию земной коры.

Сравнение петрохимических характеристик метабазитов, входящих в состав свит более молодых гнейсовых серий нижнего архея внутренней и внешней частей Алдано-



Р и с. 13. Диаграммы AFM для метабазитов катархея (а) и нижнего архея (б) Алданского щита
 I — поле толеитовых базальтов; II — поле щелочных оливиновых базальтов. Оконтурировано поле базальтов срединно-океанических хребтов [Купо, 1966]

Условные обозначения к рис. 13–16: 1 — породы внутренней и 2 — внешней частей Алдано-Станового нуклеара

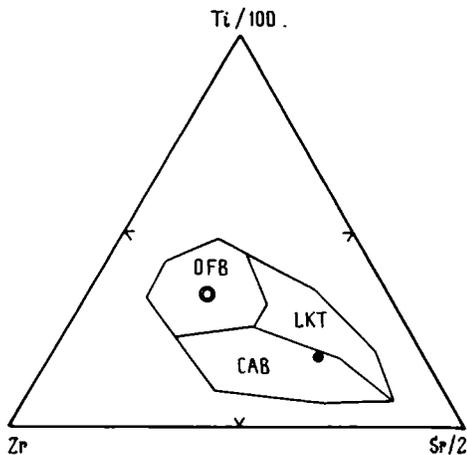


Р и с. 14. Диаграммы $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ для метабазитов катархея (а) и нижнего архея (б) Алданского щита

Линия на диаграммах разделяет поле океанических (вверху) и островодужных (внизу) базальтов [Pearce et al., 1975]

Станового нуклеара, показало ту же тенденцию распределения различных геохимических разновидностей основных пород — преимущественно толеитового ряда во внешней и существенно известково-щелочного ряда во внутренней частях (см. рис. 13, 14). Но является ли эта латеральная зональность следствием различных геодинамических обстановок, унаследованных от приакрустальной стадии?

Для проверки этого предположения были использованы диаграммы $Ba-Sr$ [Лутц, 1980] и $Rb-Sr$ [Condie, 1976]. Так, сравнение петрогеохимических характеристик метабазитов катархейской эндебит-базитовой ассоциации внутренней и внешней частей нуклеара, основанное на диаграмме $Ba-Sr$ (рис. 16), показывает, что они не различаются по глубине генерации магматических расплавов, так как величины отношения Ba/Sr (более 1) для тех и других оказываются близкими. Это подтверждается и ана-

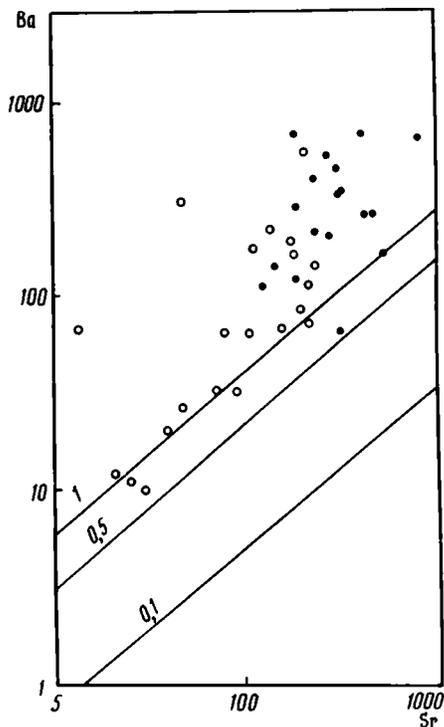


Р и с. 15. Диаграмма $Zr-(Ti/100)-(Sr/2)$ для средних составов метабазитов катархей Алданского щита

Выделены поля вулканических серий: LKT — низкокальциевых толеитов, CAB — известково-щелочных базальтов, OFB — базальтов океанического дна

Р и с. 16. Диаграмма $Ba-Sr$ для метабазитов катархей Алданского щита

Цифры на линиях — отношения Ba/Sr



лизом диаграммы $Rb-Sr$, который свидетельствует, что сравниваемые метабазиты образовались при одинаковой относительно небольшой мощности земной коры (рис. 17, а). В то же время данные по величине отношений Rb/Sr для метабазитов вышележащих гнейсовых серий нижнего архея как во внешней, так и во внутренней частях нуклеара показывают одинаковую картину увеличения мощности земной коры во времени в близких количественных соотношениях от 15–20 до 20–30 км и более (рис. 17, б). Этот вывод о вертикальном наращивании земной коры во времени хорошо согласуется с аналогичным заключением, полученным при анализе отношений Rb/Sr для метабазитов верхнеалданской и федоровской свит центральной части Алданского щита [Рудник, Соботович, 1984, рис. 49], находящихся во внешней части Алдано-Станового нуклеара. Вместе с тем сравнение глубин формирования базитов нижнего архея внутренних и внешних частей нуклеара свидетельствует однозначно о том, что их выплывание в обоих случаях осуществлялось на разных глубинах: для внутренней части 25–30 км и более, для внешней — 20–30 км (см. рис. 17). Это в целом гармонирует с представлениями о сравнительно более мощной коре во внутренней части нуклеара, по сравнению с внешней частью, и о лентиколярной форме этого овоидного геоблока, которую он приобрел уже на нуклеарном этапе своего развития [Глуховский, Павловский, 1982; Моралев, Глуховский, 1985а]. Эта форма нуклеаров сохранялась и на последующих докембрийских стадиях их развития в ходе дальнейшего наращивания земной коры в процессах формирования троговых структур, протоплатформенных прогибов, грандиозной раннепротерозойской гранитизации и роста гранито-гнейсовых куполов третьего поколения. Консолидация нуклеаров наступила после континентальной стадии развития литосферы, которая фиксируется вулканоплутоническими поясами, сопровождавшимися интрузиями габбро-анортозитов и гранитов рапакиви (1,5–1,9 млрд лет).

Полученные данные свидетельствуют о том, что процесс вертикального наращивания мощности земной коры в раннем докембрии оставался одним из ведущих на стадиях

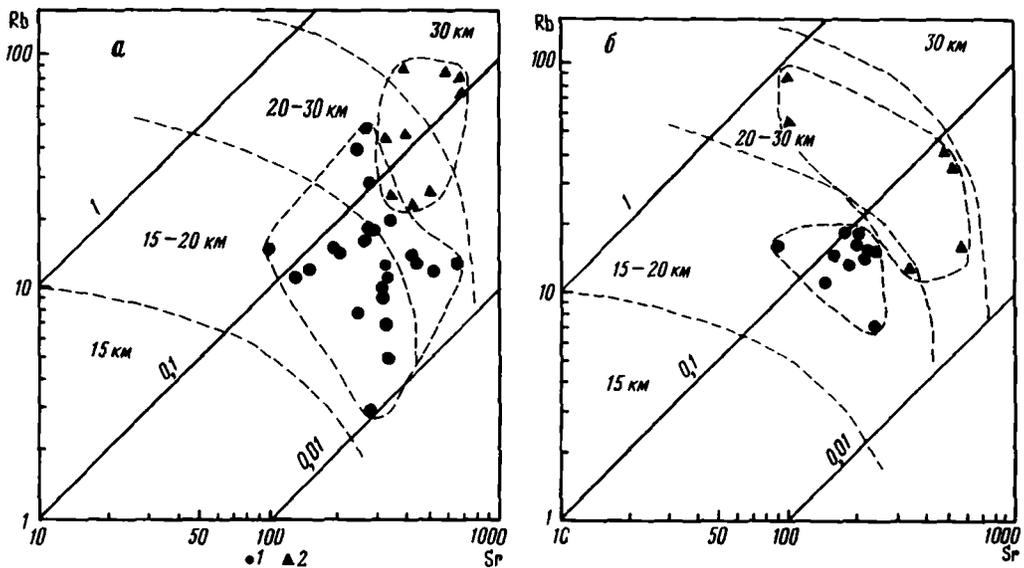
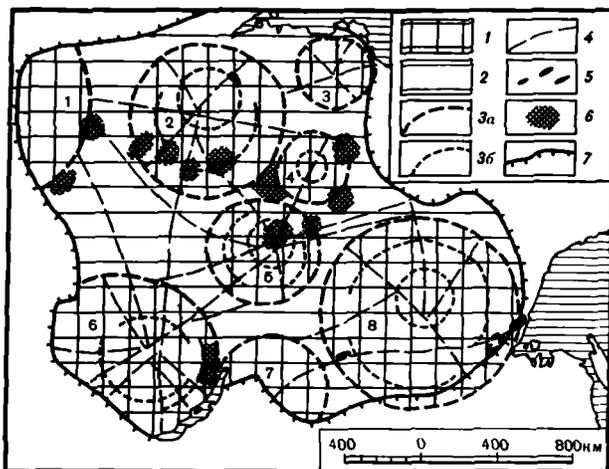


Рис. 17. Диаграмма Rb-Sr для метабазитов катархей (1) и нижнего архея (2) внутренней (а) и внешней (б) частей Алдано-Станового нуклеара (Алданский щит)

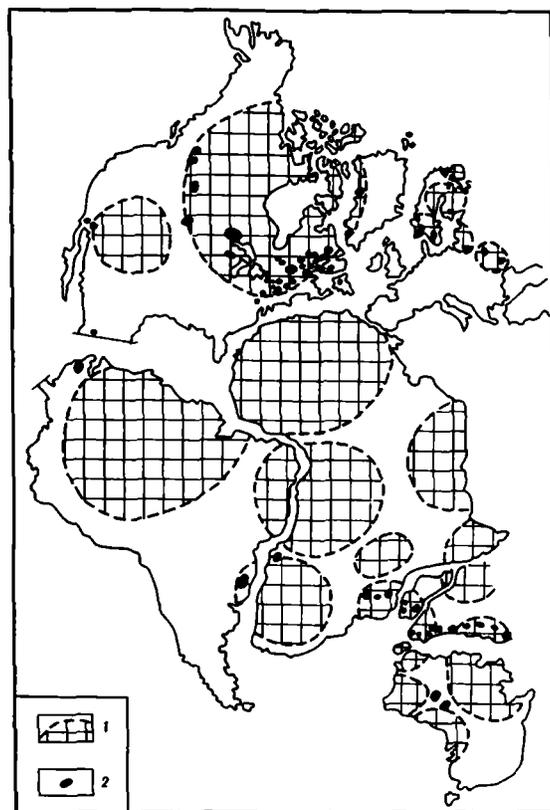
Цифры на линиях – отношения Rb/Sr. Дана мощность земной коры, км

формирования и преобразования базитовой протокоры. Можно думать, что условия нелинейной тектоники, когда превалировали полихронные процессы метаморфизма, гранитизации и связанных с ними явлений пластических деформаций, разуплотнения пород и роста гранито-гнейсовых куполов, сохранялись достаточно долго, включая стадии заложения и развития зеленокаменных поясов и протоплатформенных прогибов. В связи с этим очевидно и то, что вертикальное наращивание земной коры, осуществлявшееся в пределах нуклеаров и в меньшей степени в интернуклеарных областях, сопровождалось и латеральным разрастанием сиалических ядер. Поэтому не исключено, что на границах этих разраставшихся сиалических ядер с преимущественно симатическими интернуклеарными областями, равно как и на стыках смежных нуклеаров, могли создаваться обстановки, напоминающие условия тектогенеза в зонах субдукции или в иных зонах коллизионного типа. Для проверки этой идеи был проведен анализ закономерности пространственного размещения докембрийских массивов анортозитов на континентах, сформированных в конце протоконтинентальной (3 млрд лет) и континентальной (1,4–1,9 млрд лет) стадий развития литосферы. Оказалось, что большая часть массивов анортозитов сконцентрирована или во внешних зонах нуклеаров, или в зонах их сопряжения с интернуклеарными областями (рис. 18, 19). Если учесть, что анортозиты и сопутствующие им породы формируются в узлах тектонотермальных максимумов – в местах реализации сверхвысоких давлений и температур ($P = 8 \div 11$ кбар; $T = 900 \div 1300^\circ\text{C}$), то очевиден вывод о том, что на границах оvoidных и относительно пластичных микроплит, каковыми, по существу, являлись нуклеары, развивались зоны коллизии со всеми вытекающими отсюда последствиями. Дополнительным подтверждением этого является закономерное размещение участков скопления высокоплотных пород, по всей видимости, эклогитов, отвечающих границе кора-мантия и располагающихся сейчас преимущественно во внешних частях нуклеаров и в зонах их сочленения (см. рис. 18). В этом отношении внешние зоны нуклеаров обнаруживают принципиальное сходство с зонами субдукции и, возможно, они являются главными зонами концентрации глубинных алмазодержащих пород.

Отметим, что контуры нуклеарных структур в фундаменте древних платформ в зна-



Р и с. 18. Схема размещения массивов анортозитов среди нуклеаров Сибирской платформы
 1 – нуклеары; 2 – интернуклеарные области; 3 – граничные (3а) и внутренние (3б) дуговые и кольцевые разломы нуклеаров; 4 – радиальные, секущие и транснуклеарные разломы; 5 – массивы анортозитов; 6 – ареалы распространения высокотемпературных пород – предположительно эклогитов на границе кора–мантия, по данным ГСЗ; 7 – граница Сибирской платформы. Названия нуклеаров см. на рис. 12



Р и с. 19. Схема нуклеаров (1) на реконструкции Пангеи и размещение крупнейших массивов анортозитов (2) (по: [Michot, 1972] с изменениями и дополнениями)

чительной мере определили существование ослабленных зон в пределах континентальных частей литосферных плит. В свою очередь эти ослабленные зоны явились важнейшими при последующем расколе суперконтинентов и расхождении материков (см. рис. 19), а также при позднейших проявлениях внутриплитного магматизма и складчато-глыбовых деформаций. Во всяком случае анализ тектоники фундамента Сибирской платформы [Моралев, Глуховский, 1985а] часто позволяет выявить такие связи и тем самым показать плодотворность нуклеарной концепции как необходимого элемента тектоники литосферных плит на ранних стадиях эволюции континентальной литосферы.

РЕКОНСТРУКЦИЯ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА В ПРОТЕРОЗОЕ

Применение концепции тектоники плит к раннему докембрию стало не столь уж редким явлением, хотя даже среди сторонников этой теории по-прежнему часты мнения, "что механизм тектоники плит не действовал в архее и раннем протерозое" [Миясиро и др., 1985. С. 261]. Вероятно, со временем "возрастной ценз" использования концепции будет сокращаться. Ныне он уже может быть ликвидирован для раннего протерозоя. Ведь для этого времени известны как представительные разрезы типичной океанической коры [Гусев и др., 1987], так и участки континентальной коры с проявлением типоморфных комплексов-индикаторов фанерозойских геодинамических обстановок [Глевасский, 1983; Каляев и др., 1984]. Эти данные позволяют обосновывать актуалистические реконструкции докембрийской палеогеодинамики.

Обоснование моделей и их геологические следствия

Геологическое строение восточной части Украинского щита (Приднепровский и Приазовский геоблоки) позволяет восстанавливать здесь в протерозое геодинамические обстановки пассивной континентальной окраины (восточная часть Приднепровского геоблока) и активной континентальной окраины андийского типа (Приазовский геоблок), сменявшиеся столкновением микроконтинентов, фрагментами которых являются эти геоблоки (рис. 20, 21). Зоне столкновения отвечает Орехово-Павлоградская полоса – шов соединившихся микроконтинентов. Отправной точкой в расшифровке раннедокембрийской палеогеодинамики послужила обстановка активной континентальной окраины андийского типа, уверенно реконструируемая по типоморфной магматической и связанной с ней металлогенической зональности соответствующего тектонотипа [Зоненшайн, Кузьмин, Моралев, 1976]. Считается, что такая зональность не зависит от состава и строения субстрата преобразуемой континентальной коры, так как полярность магматизма определяется "механизмом" поддвига океанической коры под континентальную. В общем случае проявление той или иной зоны магматизма и ее параметры определяются расстоянием от края континента, углом наклона зоны поглощения и соответственно глубиной генерации магм (см. рис. 20, 21). В направлении от края внутрь континента выделяются четыре латеральные зоны магматизма (табл. 1; см. также рис. 20, 21). В таблице гранитоиды Приазовья сопоставлены с гранитоидами типоморфных зон на основе показателей, предложенных Л.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым и В.М. Моралевым [1976]. Подобие сравниваемых комплексов очевидно. Причем важны не столько геохимические аспекты подобия комплексов, сколько геологическая общность зональностей. Она проявлена в закономерной широтной (с запада на восток) смене гранитоидных комплексов, среди которых в Приазовье по сравнению с типоморфной латеральной зональностью не установлена или редуцирована лишь вторая зона (см. табл. 1), и в их последовательном омоложении в том же направлении: гранодиориты обиточненского комплекса – 2,4–1,7 млрд лет, каменноугольские грейзенизированные граниты – 1,9–1,7 млрд лет, субшелочные граниты и граносиениты – 2,2–1,6 млрд лет [Каталог..., 1978]. Эти, казалось бы, формальные аналогии имеют важное значение. Ведь они, по существу, определяют направление поддвига,

Рис. 20. Магматическая и металлогеническая зональность зоны поддвига плит (по Л.П. Зоненшайну [Океанология..., 1979, с. 374])

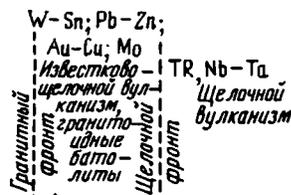
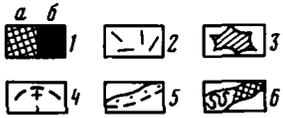
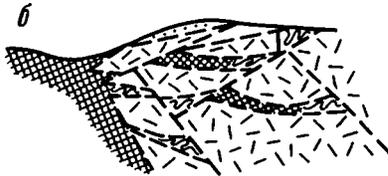
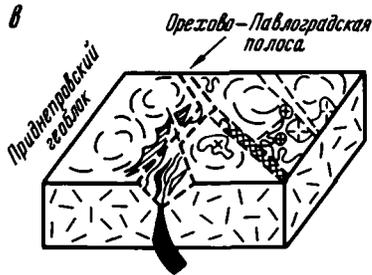
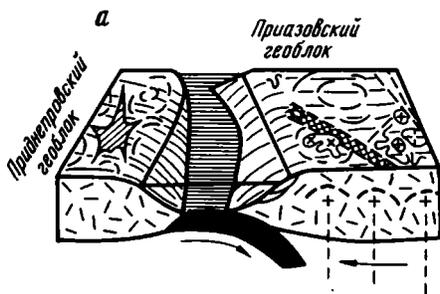
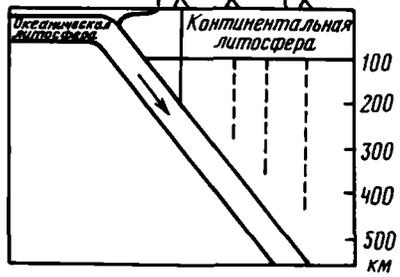


Рис. 21. Геодинамические обстановки протерозойского этапа развития восточной части Украинского щита

а - стадия конвергенции; б - фрагмент фронта активной континентальной окраины: схема захоронения осадков континентального склона в результате обдуцирования океанической коры и шарьирования пластин гранитного основания; в - стадия столкновения.

1 - океаническая кора: а - деформированная, б - недеформированная; 2 - континентальная кора; 3 - зеленокаменные пояса; 4 - гранито-гнейсовые купола; 5 - осадочная терраса; 6 - зона деформаций. Стрелки показывают направление движения плит



реконструкцию палеотектонических элементов и идентификацию изменяющихся палеогеодинамических обстановок. Эти представления подтверждаются "независимыми" данными: анализ размещения протерозойских железисто-кремнистых формаций выявляет зависимость их структурных особенностей и состава от приуроченности к тем или иным палеотектоническим элементам. Так, слабо метаморфизованные сланцевые формации, в которых железистые кварциты ассоциируют с метавулканитами среднего состава, сконцентрированы в пределах вулканоплутонического пояса. Их представляют месторождения Гуляйпольско-Сорокинской структурно-формационной зоны (рис. 22, 23).

В пределах склона или осадочной террасы установлены железисто-кремнистые формации двух типов - существенно седиментогенные и метабазит-метаультрабазитовые. Первые резко преобладают. В них толщи биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов содержат пачки пестрого состава, включающие высокоглиноземистые и графитосодержащие гнейсы, кварциты, мраморы и др. Амфиболиты и метаультрабазиты в таких разрезах, как правило, резко подчинены или отсутствуют. Однако как непосредственно в области сутуры на Восточном Новоданиловском и Северо-Терсянском участках, так и в лучше сохранившихся тыловых участках реконструированного склона на Орловском рудопоявлении (см. рис. 22, 23) встречаются тектонические

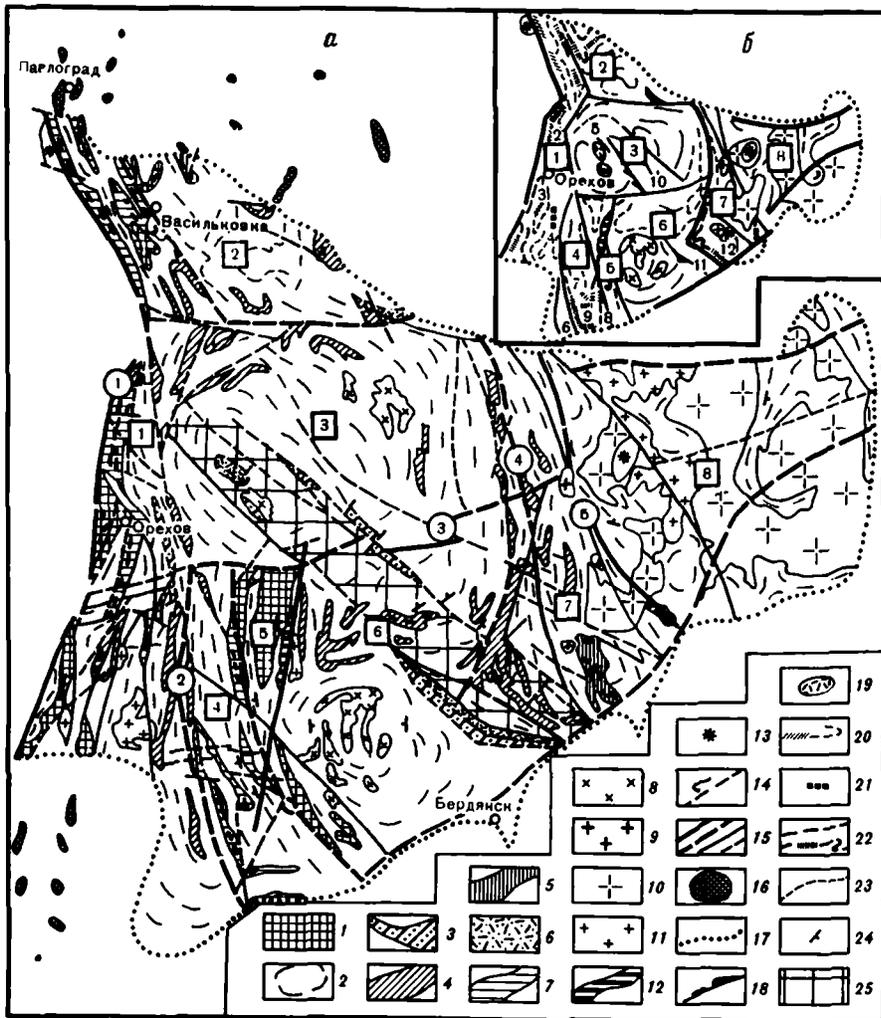


Рис. 22. Схема геологического строения фундамента Приазовского геоблока (а) и размещения типоморфных комплексов гранитоидов и железисто-кремнистых формаций (б)

1–3 – архей: 1 – западноприазовская серия – основные гранулиты, гнейсы среднего состава, чарнокитоиды, 2 – граниты "основания", преобразованные ультраметаморфизмом в протерозое, нерасчлененные, 3 – северотерсянская свита – амфиболиты, метальтрабазиты, зеленые сланцы, железистые кварциты; 4, 5 – архей и нижний протерозой нерасчлененные, центральноприазовская серия: 4 – нерасчлененная – гнейсы пестрого состава (биотитовые, высокоглиноземистые, графитовые), кварциты, мраморы, железистые кварциты, реже амфиболиты, чарнокитоиды, 5 – мангушская свита – основные гнейсы и чарнокитоиды, железистые кварциты, подчиненные гнейсы пестрого состава; 6, 7 – протерозой: 6 – гуляйпольская свита – метапесчаники и сланцы, железистые кварциты, метавулканы среднего состава, 7 – корсаковская свита – биотитовые, амфиболитовые и другие гнейсы, железистые кварциты, мраморы; 8–13 – магматические образования (протерозой): 8 – гранодиориты, диориты и тоналиты обиточенского комплекса, 9 – грейзенизированные граниты каменноугольного комплекса, 10 – субщелочные граниты и граносиениты восточноприазовского комплекса, 11 – граниты, 12 – карбонатиты, 13 – щелочные и нефелиновые сиениты октябрьского комплекса; 14 – продуктивные пачки железистых кварцитов; 15 – разломы разных порядков; 16 – магнитные аномалии на склонах фанерозойских впадин, предположительно связанные с железистыми кварцитами; 17 – граница Украинского щита; железисто-кремнистые формации: 18, 19 – сланцевые: 18 – метабазит-метальтрабазитовая, 19 – терригенно-лептит-порфирировая; 20–22 – гнейсовые: 20 – существенно седиментогенная, 21 – метабазит-метальтрабазитовая, 22 – гранулит-базит-элизитовая; 23 – структурные линии; 24 – элементы залегания; 25 – реконструируемая Гуляйпольско-Сорокинская структурно-формационная зона.

Блоки (структурно-формационные зоны) (цифры в квадратах): 1 – Орехово-Павлоградский,

блоки амфиболит-метаультрабазитовых ассоциаций железистых кварцитов. Эти блоки отождествляются с фрагментами океанической коры, обдуцированной на микроконтинент. Однако наиболее разнообразные ассоциации пород характерны для сутурной зоны. В ней объединены осадки палеосклонов конвергировавших микроконтинентов, их архейский фундамент (например, блок Новопавловского участка с метаморфитами возрастом около 3,7 млрд лет [Щербак и др., 1986]) и упоминавшиеся блоки мафит-ультрамафитовых ассоциаций железистых кварцитов. Всего в узкой структурно-формационной зоне – Орехово-Павлоградской полосе – выделяют до четырех разных формаций железисто-кремнистых пород. Эти необычные сочетания удовлетворительно объяснимы моделью столкновения.

Показательны и структурные особенности железорудных месторождений и проявлений. В Орехово-Павлоградской полосе – это сжатые разлинзованные складки и моноклинали. Для пассивной континентальной окраины вблизи сутуры характерны крупные чешуи Конкско-Белозерской полосы, которая отличается от амебовидных зеленокаменных структур внутренних частей Приднепровского геоблока линейностью и фрагментарной сохранностью. В противоположную сторону от сутурной зоны – в области континентального склона активной континентальной окраины, удаленного от Орехово-Павлоградской полосы, структуры не столь сжатые. Их строение наиболее полно расшифровывается на основе модели конвергенции. С этой точки зрения достаточно полно изучен Западно-Приазовский железорудный район (см. рис. 22), включающий три известных месторождения – Новоукраинское, Куксунгур и Корсак-Могила. В самом общем виде структура рудного поля этого района представляет собой чередование узких крупнопадающих прерывистых полос метаморфитов и более широких – гранитоидов. В истолковании такой структуры ранее не находили удовлетворительного объяснения такие факты: 1) разница в возрасте чередующихся гранитоидов (обычно архей) и метаморфитов (протерозой); 2) характерный трехчленный тип седиментогенных разрезов продуктивных железорудных толщ, в которых хемогенные железисто-кремнистые породы подстилаются и перекрываются терригенными высокоглиноземистыми и другими гнейсами и кварцитами; 3) смена по латерали седиментогенных разрезов пород амфиболит-ультрабазитовыми; 4) крутые смены простираения каждой из полос супракрустальных образований от меридионального до широтного. Эти и другие особенности структуры Западно-Приазовского района объяснимы с позиций модели разрушения фронтальной части микроконтинента, развивавшегося по типу активной континентальной окраины на этапах как конвергенции, так и столкновения. Модели конвергенции в таких обстановках [Ковалев, 1986] предполагают периодическую смену поддвига океанической коры под континент эпизодами сдвижения пластин самой континентальной коры друг относительно друга на участке континентального склона. При этом между надвигавшейся пластиной и ее основанием (см. рис. 21, б) оказались погребенными осадки шельфа. Эти зажатые между пластинами осадки в процессе шарьирования блоков гранитоидного фундамента – наращивания континентальной коры в толщину и последующего ее изостатического погружения – испытывали складчатость и метаморфизм. Преобразование передовой части микроконтинента по такой схеме происходило неоднократно. В итоге на уровне современного эрозионного среза наблюдаются неоднократно чередующиеся межпластинные осадки и более древние гранитоидные пластины континентального основания. Таким образом,

2 – Волчанский, 3 – Гайчурский, 4 – Корсакский, 5 – Лозоватский (Черниговский), 6 – Обиточенский, 7 – Мангушский, 8 – Кальмиусский.

Разломы (цифры в кружках): 1 – Орехово-Павлоградский, 2 – Западно-Приазовский, 3 – Конкский, 4 – Централно-Приазовский, 5 – Мануильский.

Месторождения железистых кварцитов или зон распространения метаморфических пород (цифры возле знаков железисто-кремнистых формаций): 1 – Северо-Терсянское, 2 – Васинское, 3 – Новопавловское, 4 – Восточное Новоданиловское, 5 – Гуляйпольское, 6 – Новоукраинское, 7 – Куксунгур, 8 – Корсак-Могила, 9 – Орловское, 10 – Куйбышевская, 11 – Сорокинская, 12 – Мариупольское

Таблица 1

Сравнение типоморфных комплексов, отражающих зональность андийского типа (по Л.П. Зонешайну и др. [1976, с. 46–54, 159]) и протерозойских гранитоидов Приазовского геоблока

№ зоны	Характеристика гранитоидов	Петрохимические параметры	Содержания характерных элементов, их отношение (К – в %, остальные элементы в г/т)						Рудные концентрации, металлогеническая и геохимическая специализация
			K	Li	Rb	Sr	K/Rb	Rb/Sr	
I	а. Крупные массивы тоналитов, гранодиоритов	$Q_{cp} = +14,4;$ $n > 65; f' > m'$	1,9	22	68	495	282	0,14	Золото-молибденовые, медно-порфировые магнетитовые скарны с медью Рудопроявления меди и молибдена, магнетитовые скарны Корсак-Могилы
	б. Обиточненский комплекс: группы небольших массивов диоритов, гранодиоритов, тоналитов	$Q_{cp} = +10,4;$ $n > 65; f' > m'$	2,08	20	100	663	208	0,15	
II	а. Мелкие тела диоритов, монзонитов	$n < 65; m' > f'$	3,6	420	146	590	552	0,24	Полиметаллические месторождения
	б. Не установлены								
III	а. Граниты литий-фтористого типа. Массивы малых размеров	$n < 65; f' > m'$	3,8	191	484	6	79	80,6	Редкометалльное, главным образом олово-вольфрамовое оруденение Проявления касситерита, бериллий-литиевая и ниобий-танталовая акцессорная минерализация
	б. Каменноугольский комплекс: малые массивы грейзенизированных гранитов	$n < 65; f' > m'$	2	200	500	5	40	100	
IV	а. Моношпатовые и щелочные граниты, сиениты и граносиениты, нефелиновые сиениты	$K_{aгп} > 1$	3,9	33	180	8	217	22,5	Циркон-редкоземельно-ниобиевая металлогеническая специализация
	б. Восточно-Приазовский комплекс (без Октябрьского массива): граниты, субщелочные граниты, граносиениты, сиениты. Крупные массивы	$K_{aгп}$ до 0,85	2,01	24	200	200	100,5	1,0	

Примечание. Содержания элементов взяты по Б.Ф. Мицкевичу и др. [1976], В.А. Цуканову [1977], И.Б. Щербакову и др. [1984].

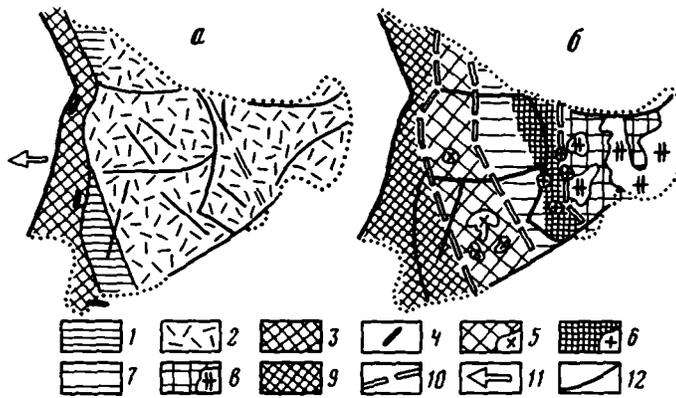


Рис. 23. Схема палеотектоники (а) и латеральной зональности протерозойского магматизма (б) андийского этапа развития Приазовского геоблока (интерпретация рис. 22 с позиций тектоники плит)

1-4 – фрагменты главных палеотектонических элементов или отвечающие им комплексы пород: 1 – континентального склона, 2 – окраинного вулканоплутонического пояса, 3, 4 – нерасчлененные комплексы зоны столкновения: 3 – существенно седиментогенные континентальных склонов, 4 – преимущественно гипербазит-базитовые желоба (?); 5-9 – зоны гранитоидов вулканоплутонического пояса, отвечающие полярности магматизма активной континентальной окраины андийского типа [Зоненшайн и др., 1976]: 5 – область распространения гранодиоритов, диоритов и тоналитов обиточненского комплекса с рудопроявлениями Cu и Mo, 6 – грейзенизированные граниты каменномогильского комплекса с акцессорной минерализацией Sn, Li и др., 7 – область развития пегматитов, 8 – область развития субщелочных гранитов и граносиенитов восточноприазовского комплекса с Zr-TR-Nb геохимической специализацией, 9 – область развития нерасчлененных магматитов (главным образом, гранитов и щелочных пород), внедрившихся в период столкновения (предполагается их редкометалльная металлогеническая специализация); 10 – границы зон; 11 – направление конвергенции; 12 – разломы

разрез фронтальной части микроконтинента можно сравнить со слоеным пирогом. Его "начинка" – супракрустальные образования. При этом весьма вероятно, что мелководные фации подрудных и надрудных пачек железисто-кремнистых формаций отвечают периодам поднятого континентального склона (эпизоды сгущивания континентальной коры), а продуктивные железисто-кремнистые осадки – опущенному склону (эпизоды изостатического погружения). Эта схема осложнялась явлениями обдукции, объясняющими отмеченные выше латеральные замещения седиментогенных разрезов железистых пород амфиболит-метаультрабазитовыми, а также магматизмом и ультраметаморфизмом обстановки столкновения. Кроме того, в период собственно коллизии рассмотренные надвиги и шарьяжи были смяты – торосированы. В результате этого на уровне современного эрозионного среза наблюдаются преимущественно крутопадающие полосы метаморфитов, а их крутые повороты объясняются "препарированием" продольных или поперечных (по отношению к фронту микроконтинента) сечений разрезов межпластинных осадков.

Рассмотренными данными не исчерпываются преимущества геодинамических моделей для объяснения различных аспектов геологического строения восточной части Украинского щита. Ведь модель активной континентальной окраины для Приазовского геоблока определяет не только последовательность образования, состав и металлогению протерозойского гранитоидного магматизма. На ее основе, кроме того, впервые обоснована перспективность региона на ряд полезных ископаемых (см. рис. 23, б, табл. 1). При этом даже традиционные для региона проявления пегматитов в рамках геодинамической модели получили новую металлогеническую трактовку – они приурочены к внешней части III зоны латеральной магматической зональности и, следовательно, генетически связаны с каменномогильским комплексом гранитов литий-фтористого типа. Наконец, Западное Приазовье должно быть перспективным на поиски полезных ископаемых, связанных с кимберлитами и комплексами щелочных ультраосновных

пород и карбонатитов, если опираться на концепцию О.Г. Сорохтина [1985]. Ведь по этим данным кимберлиты и карбонатиты локализируются в древних блоках соответственно архейского и протерозойского возраста вблизи падающих под них бывших зон поддвига плит раннепротерозойского возраста. Важным дополнительным прогнозным критерием на кимберлиты и карбонатиты считается присутствие в сутурной шовной зоне железистых пород, а также косвенные данные об их погружении в зону палеоподдвига. Именно такова геологическая ситуация в западной части Приазовского геоблока. Известны там и докембрийские карбонатиты [Глевасский, Кривдик, 1981].

С мобилистских позиций резкие отличия в геологическом строении Приднепровского и Приазовского геоблоков обусловлены, вероятно, автономией их развития в архее и раннем протерозое, когда они были разделены микроокеаном. Сейчас трудно определить, принадлежали они до этого к одному или к разным микроконтинентам. Возможно к разным, поскольку в Приазовье неизвестны следы характерных для Приднепровья гранито-зеленокаменных структур. А эрозионный срез Приазовского геоблока, позволивший уцелеть фрагментам слабо метаморфизованных формаций Гуляйпольско-Сорокинской зоны, допускает сохранность и реликтов зеленокаменных поясов. Конфигурация сутурной зоны (Орехово-Павлоградской полосы) – сочленение ее разнонаправленных звеньев под углами около 120° – может служить косвенным соображением в трактовке рифтогенной природы границы по крайней мере одного из геоблоков.

“Пассивная роль” Приднепровского геоблока в протерозое обусловила его небольшой по сравнению с Приазовским геоблоком эрозионный срез. Об этом свидетельствуют хорошая сохранность зеленокаменных поясов, слабая степень метаморфизма слагающих их супракрустальных образований (главным образом, эпидот-амфиболитовая фация), а также уцелевшие древнейшие (около 3,7 млрд лет) толщи на Новопавловском участке Орехово-Павлоградской полосы, непосредственно примыкающем к Приднепровскому геоблоку. Наконец, предложенные модели объяснили важные структурно-вещественные особенности самой шовной Орехово-Павлоградской полосы. Она структурно несогласна с Приднепровским геоблоком и имеет чуждый для него вещественный состав, напротив, супракрустальные комплексы по составу и структуре тождественны Приазовскому блоку, что обусловлено их принадлежностью к общему палеотектоническому элементу – палеосклону Приазовского фрагмента микроконтинента.

Мобилистское истолкование геологических соотношений геоблоков

Пример геодинамических реконструкций восточной части щита – региона, показательного по контрастному сочетанию непреобразованных (как бы вышедших в протерозое из игры) геоблоков, с одной стороны, и эpiarхейских микроконтинентов, активно развивавшихся в протерозое, с другой, свидетельствует, что на первых порах для плитотектонических построений в докембрии достаточно геологических данных уровня среднемасштабного картирования. На основе такого подхода предложен вариант геодинамической интерпретации протерозойского этапа формирования Украинского щита (рис. 24). Он базируется на выделении главных структурно-геоисторических элементов щита (мегаблоков или геоблоков) и определении их соотношений, устанавливаемых по “способам” и последовательности формирования и объединения этих элементов. Структурно-геоисторические элементы [Глевасский, 1983] обладают общностью геологического строения и развития, отличаются этим от смежных элементов и ограничены шовными зонами. На Украинском щите выделено три главных структурно-геоисторических элемента – Западный мегаблок, Приазовский и Приднепровский геоблоки. Они разделены пограничными разломными зонами – Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской. В каждом структурно-геоисторическом элементе установлены образования архейского возраста. Однако только Приднепровский геоблок, занимающий срединное положение, в отличие от других геоблоков слабо преобразован в протерозое. Главные геологические события в протерозое развивались в западной и восточ-

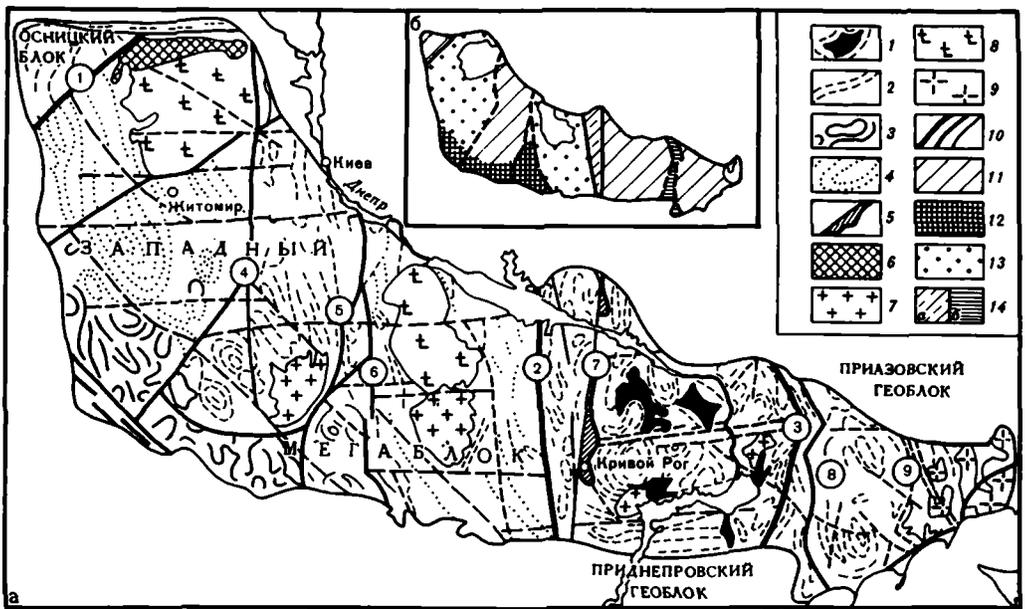


Рис. 24. Структурная схема фундамента Украинского щита (а) и гипотетические соотношения его главных палеотектонических элементов (б)

Гнейсово-мигматитовые комплексы: 1 – архейские гранито-зеленокаменных областей, 2 – архейские, переработанные в протерозое и нижнепротерозойские нерасчлененные, 3 – протерозойские (и архейские?) гранулитовых областей, 4 – протерозойские нерасчлененные; характерные структурно-формационные зоны: 5 – Криворожско-Кременчугская, 6 – Овручская; крупные массивы: 7 – гранитов, 8 – рапакиви-габбро-лабрадоритов, 9 – граносиенитов; 10 – разломы разных порядков; 11 – фрагменты окраин эпипротерозойских микроконтинентов; 12 – тыловая часть вулканической дуги; 13 – заостроводужные бассейны; 14 – шовные зоны объединенного эпипротерозойского континента: а – островная дуга + континент, б – континент + континент.

Разломы (цифры в кружках): 1 – Суццано-Пержанский, 2 – Западно-Ингулецкий, 3 – Орехово-Павлоградский, 4 – Немирровский, 5 – Тальновский, 6 – Первомайский, 7 – Криворожский, 8 – Западно-Приазовский, 9 – Центрально-Приазовский

ной частях щита (Западный мегаблок и Приазовский геоблок). В Приднепровском геоблоке была интенсивно переработана лишь его узкая западная часть по Криворожскую полосу включительно, а остальная часть практически не преобразована. Отмеченные особенности геологического строения Украинского щита с позиций неомобилизма определяются сочетанием разных типов геодинамических обстановок. На заключительной стадии развития протерозойского орогена (2–1,6 млрд лет) здесь фиксируются обстановки континентального столкновения с причленением к Приднепровскому геоблоку на западе протерозойской островной дуги (Западным мегаблоком), а на востоке – Приазовского геоблока, развивавшегося в протерозое как активная континентальная окраина андийского типа. Все выделенные палеотектонические элементы представлены фрагментарно, и, как видно из геологического строения смежных территорий, они продолжают под покровом платформенных отложений (см. рис. 23). Детализируем вкратце геодинамические реконструкции западной части щита. Здесь восстанавливается обстановка промежуточного типа между орогеном столкновения дуга–континент и орогеном кордильерского типа. Вулканическая дуга (тыловая часть) отождествляется с Приднестровско-Побужским гранулит-базит-чарнокитовым поясом. Основной тканью супракратальных образований этого пояса, в интерпретации Э.Б. Навикиной [1977] и А.Б. Фомина [1984], являются офиолиты, принадлежащие слабо дифференцированным офиолитовым ассоциациям океанического типа с толентовской эволюцией состава. Иными словами, рассматриваемый пояс – преобразованная метаморфизмом и ультраметаморфизмом протерозойская (возможно, и архейская) океа-

ническая кора. С позиций тектоники плит такие преобразования океанической коры осуществляются в островных дугах. Это подтверждается также широким развитием в пределах пояса известково-щелочных магматитов среднего состава. Вероятно, в гранулит-базит-чарнокитовом поясе совмещены гранитизированные породы океанической коры и собственно островодужные известково-щелочные образования. Ведь пока нет критериев отличия пород чарнокитовой серии – гранитизированных основных гранулитов от исходных гранулитов среднего и кислого состава. Возможно, те и другие образования отражают разные стороны глубинного островодужного магматизма и ультраметаморфизма – преобразование океанической коры в зонах поддвига и собственно островодужные магматиты. В разрезах гранулит-базит-чарнокитовых комплексов отсутствуют такие характерные поверхностные образования островных дуг, как субазральные вулканогенно-обломочные породы, стратиформные колчеданы и др. Обломочные породы здесь вообще проблематичны. Напротив, с метабазитами и ультраметабазитами ассоциируют вероятные пелагические метаседименты – высокоглиноземистые гнейсы, мраморы, железистые кварциты и др. По-видимому, гранулит-базит-чарнокитовый пояс можно интерпретировать как глубинный срез вулканической дуги с эродированными островодужными вулканами и осадками. Собственно островодужные образования представлены здесь, вероятно, в интрузивных и ультраметаморфических фациях, а основная часть метаморфитов отвечает первому и второму слоям океанической коры, преобразованным в зоне поддвига.

Латеральные и стратиграфические связи геологических формаций Западного мегаблока удовлетворительно объясняются с позиций их формирования в системе вулканическая дуга–терригенный прогиб (см. рис. 24). Так, метаморфизованные терригенные флишоидные формации, тетеревская и ингулецкая серии и их возможные аналоги, глубоко преобразованные ультраметаморфизмом ("бердичевские граниты"), сменяют стратиграфические подразделения гранулит-базит-чарнокитового пояса (днестровско-бугская и бугская серии) вверх по разрезу и по латерали – от зоны поглощения к континенту. Палеозона поглощения океанической коры, параллельная простиранию реконструированной дуги, предполагается к юго-западу от нее за пределами щита.

Весьма характерна также приуроченность массивов гранитов кировоград-житомирского комплекса и лабрадорит-рапакивигранитных плутонов к осевым частям терригенного прогиба. Такая структурная позиция крупнейших магматических комплексов типична для орогенов кордильерского типа и, по гипотезе Дж. Дьюи и Дж. Берда [1974], объясняется формированием "мобильного термального ядра" в результате погружения океанической коры под передовую край континента.

Наконец, с позиций предлагаемой модели объяснимы наиболее интенсивные протерозойские преобразования западной, фронтальной, части эпирхейского микроконтинента – Приднепровского геоблока. Они проявлены, в частности, в магматизме (граниты, гранодиориты, диориты, монзониты, гидротермальные щелочные образования), совмещенном в узкой зоне. Вероятно, это определялось аномальными параметрами зоны поглощения океанической коры. По-видимому, она была очень крутой. Это, в свою очередь, может быть объяснено диагональным по отношению к краю микроконтинента направлением конвергенции (с юго-запада на северо-восток), обусловившим латеральную составляющую поддвига. В результате этого микроконтинент как бы проскальзывал вдоль зоны поглощения.

Четче проявлена магматическая зональность в протерозойских гранитоидах осницкого комплекса на западе щита. В Осницком блоке (см. рис. 24) С.В. Нечаев и др. [1986. С. 197] выделяют зоны латеральной магматической зональности, сопоставляемые с приазовскими. К северо-востоку от Осницкого блока эта зональность не изучена, однако образования осницкого комплекса или аналогичные ему гранитоиды широкой полосой протягиваются вдоль северной сутуры (см. рис. 24) от Украинского щита вплоть до северной части Курской магнитной аномалии (КМА). Эти протерозойские гранитоиды маркируют область преобразования уже объединенных гипотетических Днепровско-

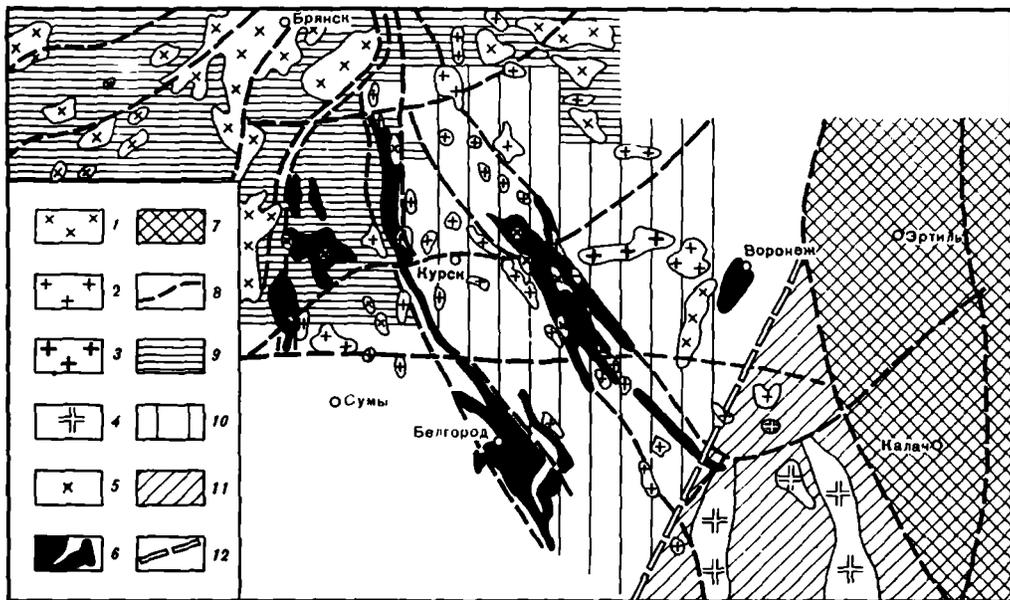


Рис. 25. Латеральная магматическая зональность андийского типа на схеме размещения протерозойских гранитоидов Воронежского кристаллического массива

Атаманский комплекс (PR_1^2): 1 – гранодиориты, диориты, 2 – граниты субщелочные, 3 – граниты, 4 – граносиениты, сиениты; стойло-николаевский комплекс (PR_2^2): 5 – гранодиориты, диориты, кварцевые диориты; супракрустальные образования нижнего протерозоя главнейших структур: 6 – курская и оскольская серии нерасчлененные, 7 – воронцовская серия нерасчлененная; 8 – разломы; 9–11 – зоны магматической и связанной с ней металлогенической зональности (номера зон соответствуют таковым табл. 1): 9 – I и II зоны нерасчлененные, 10 – III зона, 11 – IV зона; 12 – границы зон

Деснянского и Курско-Приазовского микроконтинентов в связи с более поздним приращением к ним Центрального микроконтинента (см. рис. 26).

Латеральная магматическая зональность андийского типа кроме Приазовского геоблока достаточно полно проявлена на Воронежском кристаллическом массиве (рис. 25, 26). Однако здесь зоны шире приазовских и имеют северо-восточную ориентировку. Последнее обстоятельство, по-видимому, связано с тем, что часть гранодиоритов северо-запада Воронежского кристаллического массива (см. рис. 25) являются аналогами гранитоидов более позднего (наложенного) осницкого комплекса. Этим можно объяснить "широтную составляющую" ореола I латеральной зоны на рис. 25, несколько "нарушившую" приазовское простирание и состав гранитоидов выделенных зон. Однако общность Приазовского и Воронежского кристаллических массивов не исчерпывается только аналогией латеральных магматических зональностей либо подобием структурного положения по обе стороны Днепровско-Донецкого авлакогена. Для сравнимых кристаллических массивов типично тождество характерных особенностей строения и состава протерозойских железорудных структурно-формационных зон. Так, Гуляйпольско-Сорокинская структурно-формационная зона Приазовского геоблока простирается в северо-западном направлении подобно Белгород-Михайловской или другим зонам КМА. Кроме того, в Гуляйпольско-Сорокинской зоне (в отличие, например, от Криворожской полосы, с разрезом которой ее часто параллелизуют) продуктивные железорудные толщи, как и в КМА, подстилаются архейскими амфиболитами, содержат в разных частях метавулканыты среднего и кислого состава, а собственно железорудные свиты (пачки) имеют существенно железисто-кварцитовый состав с небольшим количеством характерных для Кривого Рога железисто-

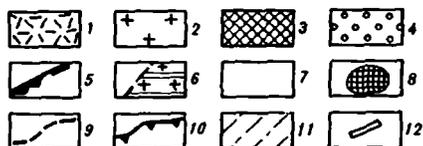
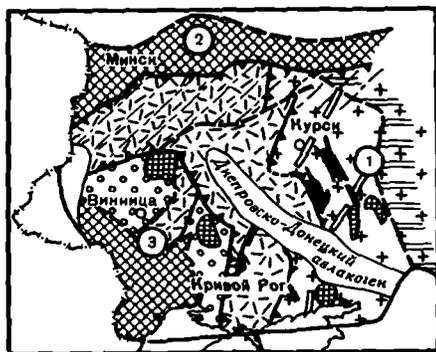


Рис. 26. Гипотетические раннедокембрийские микроконтиненты в фундаменте юго-западной части Восточно-Европейской платформы

1-4 - кора микроконтинентов: 1, 2 - эpiarхейская: 1 - слабо преобразована в протерозое, 2 - интенсивно преобразована в раннем протерозое в обстановках активных континентальных окраин индийского типа, 3, 4 - раннепротерозойская, сформировалась в обстановках островных дуг (допускается существование эpiarхейского цоколя): 3 - отвечает гранулит-базит-чарнокитовым поясам, отождествляемым с глубинными срезами вулканических дуг, 4 - отвечает терригенным прогибам (зостроводужным или эпиконтинентальным?); 5, 6 - нижнепротерозойские структурно-формационные зоны, сложенные: 5 - продуктивными формациями железистых кварцитов, 6 - метапесчаниково-сланцевыми формациями Калачско-Эртильского метасинклинория; 7 - фанерозойские структурно-формационные зоны платформенного чехла и авлакогенов; 8 - позднеорогенные массивы рапакиви-габбро-лабрадоритов, щелочных гранитов и граносиенитов; 9 - главнейшие разломы; 10 - шовные (сутурные) зоны объединенных микроконтинентов (зубцы направлены в сторону активных континентальных окраин); 11 - области преобразования эpiarхейских геоблоков, проявленные в протерозойском магматизме; 12 - границы типоморфных зон магматизма континентальных окраин индийского типа (см. рис. 23, 25).

вания эpiarхейских геоблоков, проявленные в протерозойском магматизме; 12 - границы типоморфных зон магматизма континентальных окраин индийского типа (см. рис. 23, 25).

Микроконтиненты (цифры в кружках): 1 - Курско-Приазовский, 2 - Житомирско-Бугский, 3 - Центральный (показана его фронтальная часть - Западно-Белорусский гранулит-базит-чарнокитовый пояс). Порядковые номера отражают последовательность причленения перечисленных микроконтинентов к Днепровско-Деснянскому микроконтиненту

сланцевых горизонтов. Наконец, аналогии протерозойского этапа развития Приазовского и Воронежского кристаллических массивов дополняют проявления карбонатитов (Дубравинское, Чернянское), расположенные, как и Черниговский карбонатитовый комплекс Приазовья, над протерозойской зоной поглощения.

Идентификация главных структурно-исторических элементов и выявление их соотношений на основе анализа протерозойского магматизма позволяют наметить следующую последовательность формирования и объединения докембрийской континентальной мозаики в протерозое юго-западной части Восточно-Европейской платформы (см. рис. 24).

Первой сформировалась сутурная зона Курско-Приазовского и Днепровско-Деснянского микроконтинентов. Она "срезается" причленением Центрального микроконтинента, что, кроме структурных соотношений, проявляется в зональности осницкого или соответствующих ему комплексов гранитоидов. Наиболее поздним было причленение Житомирско-Бугской островодужной системы. Типичный постосницкий магматизм, отвечающий завершающим этапам объединения микроконтинентов, представлен коростенским комплексом.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА И РИФТОГЕНЕЗ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На рубеже раннего и позднего протерозоя завершилась аккреция блоков, образовавших остов Восточно-Европейского континента (древней платформы). После формирования континентальной коры и окончания свекофенно-карельской складчатости около 1800 млн лет назад основная часть Европы вместе с Гренландией и Северной Америкой была консолидирована в единый мегаконтинент - г-рото-Пангею. Тогда образовались и главные тектонические элементы фундамента Восточно-Европейской платформы, который состоял из кольцевых структур гранито-зеленокаменных областей, вписанных в полигональную решетку гранулитовых поясов. В западной

части платформы структуры фундамента имеют северо-восточное—юго-западное простираание, и это направление не обнаруживает никаких изменений по мере приближения к современной юго-западной границе платформы, а поперек срезается ею. Отсюда следует, что структуры фундамента платформы продолжались в Среднюю Европу, в частности в Богемский массив, скорее всего изгибаясь в субширотном направлении в соответствии с простираанием Саксонского Гранулитового массива и зафиксированных здесь глубинных геофизических аномалий.

Юго-западный край платформы (линия Тейссейра—Торнквиста) оформился в позднем протерозое в течение дальсландско-гренильского глобального тектонического перелома (1200—850 млн лет назад) в результате распада прото-Пангеи на континентальные плиты: Северную Африку—Гренландию, Фенносарматии и Южную Европу—Африку. Зона Тейссейра—Торнквиста представляла собой палеорифт, который заложился по побочному шву структуры тройного сочленения и протянулся от Северного до Черного моря.

С конца раннего протерозоя в ходе континентального развития региона проявилось три мегаэтапа, приуроченных к концу раннего протерозоя—раннему рифею, среднему рифею—раннему венду и позднему венду—фанерозою. Каждому из них на западе региона отвечают определенные геодинамические обстановки [Айзберг и др., 1985]. Эти процессы происходили на фоне смены раскалывания (рифтообразования) и последующего повторного спаивания (коллизии) континентальной коры, т.е. проявлялся ее деструктивный распад и конструктивное смыкание.

Первый мегаэтап, завершившийся в раннем рифее, отличался хотя и консолидированной континентальной корой, но повышенным тепловым потоком. Характерная особенность мегаэтапа — развитие таких формаций интрузивных пород, как габбро-анортозит-рапакивигранитная, оливин-долеритовая, габбро-сиенитовая. Они отражают существование зрелой коры континентального типа. Появление пород щелочно-базальтовой серии позволяет связывать структурообразование этого времени с процессами рифтогенеза, сопровождающегося возникновением структур типа Овручской грабен-синклинали. Именно с этого времени отчетливо проступила юго-западная граница платформы — линия Тейссейра—Торнквиста.

Наиболее интенсивно процессы преобразования земной коры проявились в пределах Центрально-Белорусского прогиба, заложившегося в ее переходную стадию от протоокеанической к континентальной [Аксаментова, Найденов, 1984]. Параллельно с этим шло изменение структуры и мощности коры в Белорусско-Прибалтийском гранулитовом поясе, который возник еще в протоокеаническую стадию на коре океанического типа, а его чешуйчато-надвиговая структура сформировалась в конце переходной стадии. Мощность земной коры на площади Центрально-Белорусского прогиба к концу раннего рифея, вероятно, достигала около 20 км, а на территории гранулитового пояса составляла 10—14 км.

Второй мегаэтап, протекавший в среднем рифее и раннем венде, характеризовался обстановкой континентального рифтогенеза. Тогда происходило активное расчленение региона на крупные геоблоки: Балтийский, Сарматский, Московский и др. Разделявшие их палеорифты (Среднерусский, Московский, Пачелмский и др.) различались по степени растяжения и характеру заполнения. Развитие Волынского-Оршанского палеопргиба также происходило в условиях растяжения, но динамическая обстановка отличалась от типичных позднепротерозойских и тем более фанерозойских рифтов, так как здесь были низкие скорости вертикальных движений, слабоконтрастный рельеф, рассеянный магматизм (и то только в пределах Волынской впадины), а центральный грабен и четкие тектонические ограничения отсутствовали. Волынский-Оршанский прогиб входил в зону прерванного рифтогенеза.

Многие особенности системы палеорифтов, заложившихся на втором мегаэтапе, до сих пор проступают в современной структуре платформенного чехла и геофизических полей. Так, в их границах наблюдается некоторое утонение земной коры по сравнению с обрамляющими участками. Исключение составляет Волынский-Оршанский

прогиб, где отмеченная особенность проступает фрагментарно. Повышенный тепловой поток регистрируется на площади Пачелмского, Среднерусского, Московского палеорифтов, хотя у Волынского-Оршанского прогиба эти значения минимальны. Следует подчеркнуть, что становление рифтовых структур происходило от появления отдельных грабенов до формирования целой системы палеорифтов.

В раннем венде на западе платформы произошло крупное лапландское материковое оледенение, которое, скорее всего, было обусловлено возникшей палеогеографической обстановкой, связанной с положением плиты в то время вблизи Южного полюса Земли [Хаин, Ясаманов, 1987].

Третий мегаэтап, охватывавший поздний венд и фанерозой, характеризовался геодинамическими обстановками, связанными с перемещениями Восточно-Европейской литосферной плиты, открытием и закрытием океанов Япетус и Атлантика, процессами регионального растяжения и сжатия, контрастностью вертикальных движений земной коры и др. Имеющиеся материалы позволяют разделить этот ортоплатформенный мегаэтап на четыре этапа [Палеотектоника..., 1983].

Поздний венд—ранний кембрий. Начало этого этапа (волынское время венда) на территории Восточно-Европейской платформы ознаменовалось грандиозным трещинным излиянием лав, в результате которого возникла обширная Волыско-Брестская трапповая область, вытянутая почти на 800 км и охватившая площадь от Белостока (Польша) до Котовска (Украина). Максимальная мощность эффузивно-осадочных пород 500 м. Возможно, эти излияния были и в других районах, о чем в частности, свидетельствуют остатки траппового вулканизма в пределах северо-восточного склона Воронежской антеклизы. На этом этапе начал формироваться ортоплатформенный чехол, образовавший первые надрифтовые ранние синеклизы и прогибы (в частности, Оршанско-Московскую впадину — зародыш ранней Московской синеклизы), а также начальную структуру Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий.

Начавшиеся в волынское время погружения значительно расширились в валдайское время венда и захватили обширные территории от района Минска до Тимана, сформировав единую внутрикратонную Московско-Мезенскую синеклизу. Она возникла над системой рифейско-ранневендских авлакогенов. Наибольшие мощности отложений верхнего венда (более 1000 м) накопились в мезенской части синеклизы. Тесно связаны с верхневендскими образованиями породы самой нижней части кембрия (балтийская серия), которые развиты на более ограниченной площади, но также занимают всю центральную часть Московско-Мезенской синеклизы и имеют мощность до 200—300 м.

На юго-западной окраине платформы в позднем венде сформировалась Кобринско-Прутская зона перикратонных опусканий, протянувшаяся с юго-востока на северо-запад более чем на 900 км. Наиболее интенсивно прогибалась южная, прутская, часть, где мощность отложений верхнего венда достигает 1300 м. Оба главных поля погружения балтийской серии нижнего кембрия (Московско-Мезенская синеклиза и Кобринско-Прутская зона перикратонных опусканий) соединялись между собой Кобринско-Полоцким прогибом, имевшим северо-восточное простирание и существенно смещенным к северо-западу по отношению к прогибам рифейского и волынского времени [Палеотектоника..., 1983].

Следовательно, на рассматриваемом этапе преобладала обстановка формирования надрифтовых прогибов и синеклиз. Согласно палинпластическим реконструкциям Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, Л.М. Наталова [1987], Восточно-Европейская плита располагалась в Южном полушарии на широтах около 40—20°.

Ранний кембрий—ранний девон. В самом начале фанерозоя в обстановке раскрытия прото-Атлантики (Япетуса) вдоль линии Тейссейра—Торнквиста обособилась Балтийско-Приднестровская пассивная континентальная окраина. Здесь накапливались мощные толщи карбонатных и терригенных формаций при относительно низком эвстатическом уровне моря. Максимальные мощности (3500, 3000 и 2000 м)

отложений нижнекембрийско-нижнедевонского комплекса приурочены соответственно к Балтийской окраинной синеклизе, Подляско-Брестской впадине и Приднестровскому опусканию, разделенным Мазурским и Луковско-Ратновским структурными носами [Палеотектоника..., 1983; Зиновенко, 1986]. Осадконакопление шло в едином бассейне, глубина которого возрастала с северо-востока на юго-запад, в сторону края континента. В этом же направлении фации мелкого шельфа сменялись более глубоководными, причем в западной части зоны вблизи линии Тейссейра—Торнквиста существовало длительное некомпенсированное прогибание. На остальной территории платформы продолжалось формирование надрифтовых синеклиз и впадин (Московской, Прикаспийской), ограниченных антеклизмами, сводами и поднятиями.

Закрытие Япетуса в конце силура—раннем девоне вызвало в области Шотландско-Норвежского фронта каледонид встречные коллизии Северо-Американско-Гренландской и Восточно-Европейской литосферных плит [Ziegler, 1978]. Это событие коррелируется с общим поднятием и эрозией большей части Восточно-Европейской платформы. В раннем—среднем девоне существовал более или менее единый "континент древнего красного песчаника" с широким развитием своеобразной формации "old red". Этот континент охватывал не только Европу, но и Северную Америку, Гренландию и Шпицберген.

Линия Тейссейра—Торнквиста в начале фанерозоя представляла собой границу плиты, вдоль которой на протяжении последующих этапов происходило пододвижение древнего кристаллического основания платформы на запад, в результате чего появились надвиги и покровы складчатых образований раннего палеозоя на различные породы платформы (Польское Поморье, Львовско-Люблинский прогиб и др.). По этой линии отмечались и сдвиговые перемещения, наиболее отчетливо фиксируемые с перми. На остальной территории в начале девона преобладали общие поднятия, завершившиеся изостатическим выравниванием.

Восточно-Европейская платформа, как показали глобальные реконструкции, на этом этапе находилась в приэкваториальной области Южного полушария.

Средний девон—средний триас. Регион к началу этого этапа представлял собой сушу с преобладающим геократическим режимом и выровненным рельефом. Однако уже в конце среднего и особенно в позднем девоне территория была вовлечена в процесс растяжения, в том числе и континентальное рифтообразование. К этому времени и относится начало заложения и формирование Припятско-Донецкого палеорифта, вытянутого в запад-северо-западном направлении между Воронежской и Белорусской антеклизмами и Украинским щитом. Все эти структуры до этого этапа развивались в пределах единого Сарматского геоблока.

На основе материалов глубинного сейсмического зондирования методом общей глубинной точки показано, что в формировании Припятского палеорифта (западного звена Припятско-Донецкого авлакогена) главную роль играла система нормальных листрических сбросов, проникающих на глубину 50—60 км до поверхности Мохоровичича и глубже в зону коромантийной смеси [Гарецкий, Клушин, 1987]. Под палеорифтом отмечена переработка литосферы, связанная с подъемом астеносферной линзы и выразившаяся в выклинивании нижних частей земной коры к палеорифту и появлению клиноформ на его бортах (рис. 27).

Эволюция Припятского прогиба на деструктивной стадии рифтогенеза тесно связана с позднедевонским магматизмом, который проявился в вулканической и субвулканической формах. Вулканогенная формация выявлена вблизи восточного ограничения прогиба вдоль Лоевского разлома, а также в восточной части зоны Северо-Припятского краевого разлома. По объему и особенностям распространения продуктов магматизма Припятский палеорифт должен быть отнесен к классу "полусухих".

Начало щелочно-ультраосновного магматизма — одного из главных показателей рифтогенеза — приурочено к позднефранскому соленакоплению. Завершение последнего эпизода магматизма совпадает с резким уменьшением скорости субвертикальных движений по разломам после фаменского соленакопления. Начало и завершение эпизо-

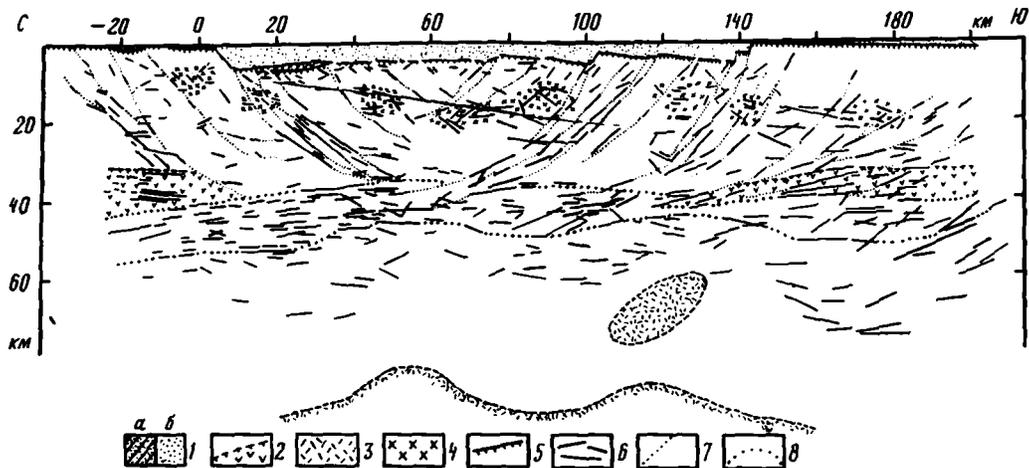


Рис. 27. Сейсмогеологический разрез Припятского палеорифта (по Р.Г. Гарецкому, С.В. Клушину [1987])

1 — платформенный чехол: а — нижний рифей, б — верхний рифей — антропоген; 2 — клиноформы в низах земной коры и их контуры; 3 — волноводы; 4 — зоны разуплотнения, предположительно связанные с тектонической трещиноватостью; 5 — поверхность фундамента; 6 — отражающие площадки; 7 — листрические разломы; 8 — кровля (поверхность М) и подошва зоны коромантийной смеси

дов щелочно-ультраосновного магматизма соответствует "пику" развития краевых и внутренних разломов прогиба. В целом эти процессы маркируют время наиболее активной деструкции земной коры Припятского палеорифта и хронологический рубеж его завершения. Они отражают максимальные значения величины растягивающих напряжений, которые совпадают с временем накопления верхнефранской и фаменской галогенных формаций и разделяющей их межсолевой глинисто-терригенно-карбонатной формации. Максимальным, "пиковым", значениям растягивающих напряжений предшествовали во времени небольшие значения растяжения, которые стали нарастать с воронежского времени (начальная фаза деструкции), когда произошли заметные движения по разломам.

Заключительная фаза деструкции характеризовалась быстрым уменьшением значений растягивающих усилий, их падением до нуля к концу среднего карбона. В позднем карбоне и, по-видимому, в течение всей или почти всей раннепермской эпохи господствовали напряжения сжатия. Это выразилось в относительном воздымании территории, которое, в частности, подтверждается для северо-западной части региона несоответствием палеотермических показателей современным глубинам погружения девонских пород, а также в отсутствии на большей части территории осадконакопления. Названные процессы характерны для стадии сжатия палеорифта. Геодинамическое затухание рифтогенеза к концу ранней перми предопределило слабое остаточное растяжение палеорифта в поздней перми—среднем триасе, когда он был выполнен молассоидной формацией, и полное его отмирание к концу этого времени. Молассоидная формация отражает двояственный характер тектогенеза: молассоиды заполнения палеорифта положили начало последующей надрифтовой синеклизе.

Геодинамическое развитие Припятского палеорифта отражало изменение условий эндогенного режима, взаимодействие регионального и локального полей напряжений, их направления и величины. Выявляется хронологическая корреляция отдельных эпизодов этого развития с региональной и глобальной геодинамическими обстановками. На дорифтовом этапе растяжение охватывало большие пространства юго-западного борта Московской синеклизы. Затем в субширотной депрессии, возникшей на месте Припятского прогиба, оно стало более концентрированным по площади и возрастающим по величине. Импульсное "раскрытие" Припятского и Днепровско-Донецкого палео-

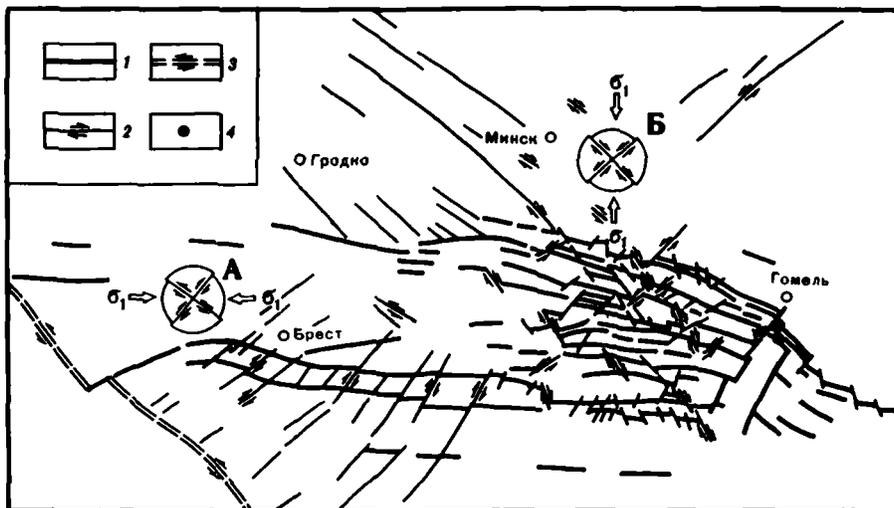


Рис. 28. Геодинамическая карта герцинских систем разломов Припятского прогиба и его обрамления (по Р.Е. Айзбергу, Э.А. Левкову)

1 – разломы (сбросы, сдвиги-сбросы) стадии растяжения; 2 – разломы (сдвиги и направление их смещения) стадии сжатия; 3 – линия Тейссейра–Торнквиста; 4 – центры излияния. Эллипсы деформации отражают характер напряжений при сжатии в зоне влияния края литосферной плиты (А) и Припятского палеорифта (Б)

рифтов и прерывисто-непрерывное утонение литосферы совпали с предполагаемой субдукцией плиты прото-Тетиса под систему островных дуг и глубоководных желобов, параллельных южному краю Лавразии, рифтогенезом в Западной и Центральной Европе (в частности, в Корнуэл-Реногерцинской зоне), левосторонним смещением между Восточно-Европейской и Северо-Американско-Гренландской плитами. Следствием этих процессов была деформация обширнейшей территории, которая в пределах Припятско-Днепровско-Донецкой зоны отразилась концентрированным растяжением.

Важные особенности геодинамики региона герцинского этапа развития можно выявить при изучении систем разломов [Айзберг, Левков, 1987]. Анализ планового рисунка сети разрывных нарушений и наклона их сместителей, проявляющихся в пределах Припятского палеорифта и его обрамления, отчетливо показывает две закономерно ориентированные системы (рис. 28). Одна из систем – субширотная – ориентирована согласно простиранию Припятского прогиба и заложилась раньше другой, имеющей диагональную направленность. Появление каждой системы разломов генетически связано с главными стадиями рифтинга – растяжением и сжатием. Рассмотрим важнейшие особенности разломной тектоники этих стадий.

Разломы стадии растяжения. Система субширотных разрывных нарушений, обусловленных действием растягивающих напряжений, отчетливее других проступает в Припятском прогибе и фрагментами следует к западу от него. Именно в эту систему входят Северо- и Южно-Припятский краевые разломы, Северо- и Южно-Ратновский, Свислочский и другие суперрегиональные и региональные разломы, проникающие в чехол. Эти разрывные нарушения относятся к сбросам и по ряду признаков – к правым сбросо-сдвигам.

Простирание всей системы разломов близко к широтному или запад-северо-западному: доминируют азимуты 260–300°. Результаты геолого-геофизических исследований в Припятском прогибе свидетельствуют, что поверхности сместителей в основном довольно круто (до 70–85°, реже 45–70°) наклонены к оси структуры, хотя иногда отмечаются и обращенные формы. По падению сместителя они несколько выполаживаются, приобретая листрический характер. Вертикальный размах смещения поверхности фундамента по разрывам большей частью не выходит за пределы 0,5–2 км, иногда

достигая 3–4 км. Оценка углов наклона и величина смещения блоков по сбросам показали, что при современной ширине палеорифта 96–145 км минимальная величина его растяжения 9,3–13,35 км, т.е. приближается к 10%. Вместе с тем протяженность Брагинско-Люевской седловиды, отделяющей Припятский прогиб от Днепровско-Донецкого, короче ширины прогиба примерно на такую же величину. Поэтому вероятно, что в ходе рифтинга этот участок земной коры не претерпел заметного расширения, а испытал погружение своего северо-восточного окончания. Следствие этого произошло нарушение термодинамического равновесия на границе кора–мантия, формирование глубинного (200–300 км) магматического очага и генерация щелочно-ультраосновной формации.

Подляско-Брестскую впадину, Полесскую седловину и Припятский прогиб (Подляско-Припятскую зону опусканий) с внешней стороны как бы обволакивает ряд положительных структур (горсты, выступы, поднятия). Эти формы генетически связаны и параллельны названной зоне опусканий и системе субширотных разломов. К югу от зоны опусканий такое поднятие образует субширотно вытянутый Луковско-Ратновский горст. Смещения по ограничивающим его разрывам иногда превышают 0,5–1 км, сами же разломы крутопадающие (до 70–80°). К северу от зоны опусканий другую цепь поднятий формирует группа локальных положительных структур в пределах Белорусской антеклизы (в том числе Бобовнянский выступ и Бобруйский погребенный выступ).

Таким образом, на стадии растяжения, главная фаза которой пришлась на евлановско-данковское время позднего девона, проявилась система листрических нормальных сбросов, предопределившая заложение Припятского прогиба и формирование всей герцинской Подляско-Припятской зоны опусканий. Наибольшая суммарная амплитуда опусканий по разломам (до 5–6 км) приурочена к Припятскому прогибу и крайней западной части Подляско-Брестской впадины, в то время как в центральной части она не превышает 1–2 км. Листрическое раскальвание привело к образованию системы ступенчатых блоков, в южной части зоны повернутых и наклоненных к югу, а в северной – к северу. Нисходящие листрические перемещения сопровождалось возникновением на плечах Припятского палеорифта и других структур зоны опусканий – валобразных поднятий. Возможно, эти поднятия представляют собой задранные кверху части крайних с севера и юга блоков листрического раскальвания. Не исключено, что в следующую стадию сжатия произошло подновление этих поднятий путем обратных подвижек по плоскостям листрических сбросов. Ширина пояса, охваченного листрическим раскальванием, составила около 230–260 км.

Исходя из особенностей строения разрывных нарушений, можно сделать заключение, что в ходе растяжения наибольшее из главных напряжений (σ_1) в верхней части земной коры было направлено субвертикально (криволинейно), среднее (σ_2) – по простиранию палеорифта, наименьшее (σ_3) – перпендикулярно к его бортам.

Разломы стадии сжатия. На субширотную сеть разломов, вызванных растяжением, наложена другая система диагональных разрывных нарушений (см. рис. 28), для которой типичен сдвиговый стиль разрывов. При этом сплошность разломов первого типа нарушена, и они в той или иной мере смещены по горизонтали плоскостями вторых.

В этой диагональной системе разломов со смещением по простиранию сдвигов выделяются два устойчивых направления: северо-западное (азимут простирания около 300–330°) и северо-восточное (чаще 30–60°). Угол между ними близок к прямому или несколько меньше. Детальное изучение поведения разломов в Припятском прогибе и их анализ по смежным территориям показали, что обычно северо-восточное направление выражено отчетливее. Такое положение объясняют наследованием на герцинском этапе развития структур более древнего заложения. Правда, на многих участках прогиба (зоны краевых разломов, Хойникский и Петриковский погребенные выступы и др.) обе системы проявляются примерно одинаково. У сдвигов углы падения сместителей крутые и, вероятно, близки к отвесным.

Названная генетически единая парная система сдвигов установлена не только на

площади, охватывавшейся растяжением, но и далеко (не менее 100–150 км) уходит на север и на юг за ее пределы. Диагонально подходя к сбросам и смещая их, она предопределяет характерный трапецевидный плановый рисунок герцинской сети разломов. Амплитуда горизонтального смещения по сдвигам достигает нескольких километров.

Сопоставление смещений по парным сдвигам с теоретическим эллипсом деформации свидетельствует о том, что подавляющая их часть закономерно соотносится друг с другом. Следовательно, реальная диагональная система сдвигов отвечает теоретической модели распределения тангенциальных напряжений (см. рис. 28). Из этого следует, что сдвиги формировались одновременно в условиях тангенциального сжатия (наибольшее и наименьшее из главных напряжений направлены горизонтально). Особенно отчетливо такая система тяготеет к Припятскому прогибу. Характер смещений указывает на то, что тангенциальные напряжения были направлены субмеридионально (в современных координатах) от прибортовых зон к центру этого палеорифта. Скорее всего, эти сдвиговые деформации начали проявляться сразу же после главной фазы деструкции на рубеже девона и карбона и в основном завершились в раннепермскую эпоху, т.е. сопровождали остывание мантийного астенолита. Следовательно, и особенности сжатия (в том числе заложение диагональной сети сдвигов) на большей площади региона контролировались ходом рифтогенеза. К сказанному следует добавить, что выявленные в процессе тектонического картографирования Белоруссии (например, в пределах Белорусской антеклизы) сдвиги, расчленяющие доплатформенные разломы и другие элементы внутренней структуры фундамента, во многих случаях имеют то же простирание и направление смещения, что и герцинские сдвиги Припятского палеорифта. Поэтому имеется основание утверждать, что значительная часть разломов северного обрамления палеорифта, в том числе Белорусской антеклизы, обусловлена рассматриваемым процессом.

Вместе с тем анализ сдвигов, проявившихся на герцинском этапе на западе региона (в пределах Луковско-Ратновского горста, Подляско-Брестской впадины, восточных склонов Полесской седловины, Волынской моноклинали), показывает, что они имели иную направленность и, по-видимому, контролировались левосторонними перемещениями по линии Тейссейра–Торнквиста.

Таким образом, герцинский этап явился одним из основных в преобразовании структуры платформенного чехла территории Белоруссии. В то время геодинамическую обстановку в регионе предопределяла эволюция Припятского палеорифта, ставшего своеобразным центром внутриплитной тектоники. В формировании Припятского палеорифта основную роль играла система нормальных литрических сбросов, проникающих на глубину до поверхности Мохоровичича и в зону коромантийной смеси. Последняя, возможно, представляет собой зону сгущения тектонических пластин, возникших на стыке земной коры и верхней мантии. Под палеорифтом отмечена переработка литосферы, связанная с подъемом астеносферной линзы и растяжением, которое выразилось в появлении клиноформ в низах земной коры на плечах прогиба [Гарецкий, Клушин, 1987]. Приведенные материалы подтверждают концепцию структурной расслоенности литосферы, которая основана на признании большой роли физико-химических неоднородностей в литосфере.

Развитие палеорифта сопровождалось сменой ориентировки главных напряжений и стиля разломной тектоники. Анализ поведения разрывных нарушений позволяет выявить особенности этих перестроек, ранжировать разломы по возрасту и кинематическому типу. В ходе герцинского тектогенеза наряду с возникновением новых разломов в структурообразование вовлекались разломы более древнего заложения, причем нередко менялся их кинематический тип (например, сбросы преобразовывались в сдвиги).

В среднедевонско-среднетриасовый этап продолжалось формирование надрифтовой Московской синеклизы, а на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы развился Львовско-Люблинский прогиб, вытянутый вдоль Рава-Русского отрезка линии Тейссейра–Торнквиста. На юго-востоке платформы, а также к северу от Донбас-

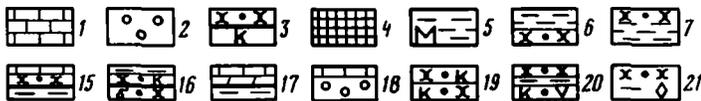
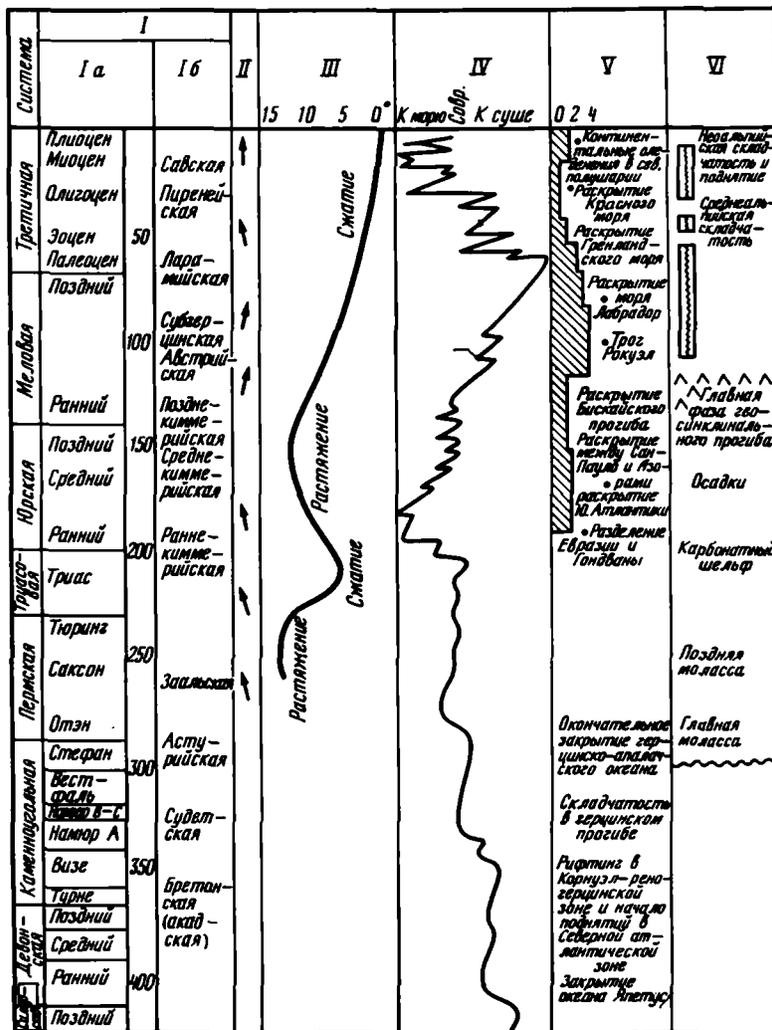
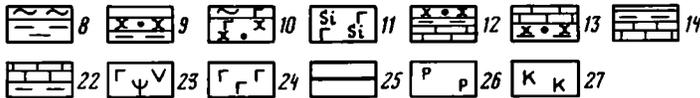
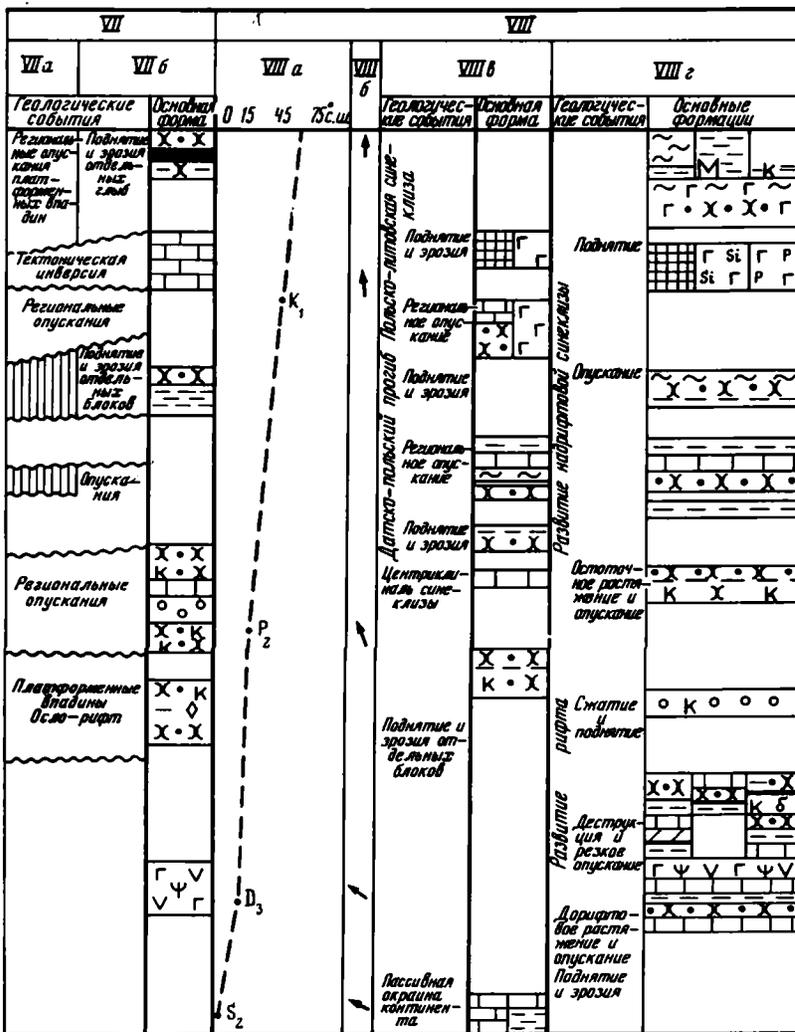


Рис. 29. Корреляция геодинамических событий и формаций фанерозоя в пределах запада Восточно-Европейской платформы и структур Среднеевропейской плиты (по Р.Е. Айзбергу, Л.Ф. Ажгиревич, Р.Г. Гарецкому)

I – возрастная шкала (по У. Харленду и др. [1985]): *Ia* – геохронологическая шкала, *Ib* – тектонические фазы; *II* – направление на современный Северный полюс (по Van der Voo, French [Schwab et al., 1979]); *III* – широтное расстояние между Евразийской и Африканской литосферными плитами (по From et al. [Schwab et al., 1982]); *IV* – относительные глобальные изменения уровня моря (вне масштаба); *V* – скорость спрединга в Атлантике и другие геологические явления (интерпретация данных Л.П. Зоненшайна, Кузьмина, Кононова [1987]); *VI* – Альпийско-Варисийский подвижный пояс (по: [Schwab et al., 1979]); *VII* – Среднеевропейская плита: *VIIa* – Северо-морская впадина, *VIIb* – Северогерманско-Польская впадина, Среднепольский прогиб (по: [Schwab et al., 1979]); *VIII* – запад Русской плиты: *VIIIa* – широтное перемещение, *VIIIb* –



направление на современный Северный полюс, VIIIб – Подляско-Брестская впадина, восток Датско-Польского прогиба, VIIIг – Припятский прогиб.

Формации: 1 – карбонатная, 2 – галогенная, 3 – песчано-каолининовая буроугольная, 4 – писчего мела, 5 – монтмориллонитовых глин, 6 – глинисто-песчаная, 7 – песчано-глинистая, 8 – алеврито-глинистая, 9 – алеврито-песчано-глинистая, 10 – алеврито-песчаная глауконитовая, 11 – кремнистая глауконитовая, 12 – песчано-глинисто-известняковая, 13 – карбонатно-песчаная, 14 – глинисто-известняковая, 15 – известняково-песчано-глинистая угленосная, 16 – глинисто-песчаная каолининовая угленосно-бокситовая, 17 – известняково-мергельно-глинистая сланцевая, 18 – карбонатно-галогенная, 19 – красноцветная песчаная, 20 – красноцветная молассоидная, 21 – красноцветная молассоидная с кислыми эффузивами, 22 – карбонатно-глинистая, 23 – щелочная ультраосновная; минерагенические особенности формаций: 24 – глауконитовость, 25 – углесланцевость, 26 – фосфатность, 27 – каолининость

са и Днепровского прогиба возникла система узких вытянутых ровообразных (щелевидных) грабенов, которые представляли собой своеобразные шрамы растрескивания, возникшие в результате регионального растяжения.

Как установлено палинспастическими реконструкциями, к началу рассматриваемого этапа ВЕП располагалась в приэкваториальной зоне Северного полушария, достигнув к концу палеозоя примерно 30° с.ш. [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1987].

Поздний триас-антропоген. Процессы юрско-мелового и кайнозойского спрединга Атлантики наряду со сближением Евразийской и Африканской литосферных плит в области Тетиса оказали мощное воздействие на внутриплитную геодинамическую и палеогеографическую обстановку на западе Восточно-Европейской платформы (рис. 29). Этот процесс шел под воздействием двух палеогеодинамических различных событий: первое – платформа испытывала преимущественно широтное растяжение вследствие спрединга северной и средней частей Атлантики, при этом многие меридиональные зоны разломов древнего заложения испытывали активизацию; второе – одновременно с этим регион оказался в сфере воздействия направленного к северу сжатия в результате относительного движения в ту же сторону Африканской плиты и ее субдукции под Евразийскую плиту в области Тетиса. Расколы северо-западного направления, параллельные линии Тейссейра–Торнквиста, палеогеодинамически действовали как швы расколов.

В пределах платформы в мезозое и кайнозое шло формирование пологих структур типа надрифтовых синеклиз (Припятско-Днепровская), шовных окраинных впадин и прогибов (Причерноморская, Львовско-Люблинская и др.), моноклиналей (Западно-Белорусская). Простирание и развитие этих структур в значительной степени были предопределены и теми процессами, которые происходили в соседних областях Атлантики и Тетиса.

С антропогена происходило воздымание земной коры восточных и южных районов на западе платформы и относительное погружение Балтийской синеклизы. Такой перекокс привел к формированию неотектонической моноклинали, в общем наклоненной с юго-востока на северо-запад, в сторону Балтийского моря. Имеются признаки того, что на формирование новейшей структуры региона оказывали влияние те же напряжения в литосфере, которые привели к активизации рифта Ботнического залива.

Таким образом, имеющиеся материалы позволяют сделать следующие основные выводы. В течение архея и раннего протерозоя земная кора развивалась в направлении формирования единого литосферного блока (Пангеи), в состав которого входили вместе с Восточно-Европейской платформой также Западно-Европейская и Северо-Американско-Гренландская плиты. Для позднепротерозойско-фанерозойского развития региона были характерны: чередование раскалывания (рифтообразования) и повторного спаивания блоков коры: расчленение вначале единой платформы на ряд геоблоков (Балтийский, Сарматский, Московский и др.), а затем на более мелкие блоки (Украинский щит, Белорусская и Воронежская антеклизы и др.) разделенные палеорифтами разного времени заложения и развития. Для этого мегаэтапа платформы характерно чередование деструктивного распада и конструктивного смыкания, а также проявление процессов прогибания и относительного поднятия. Силы, вызывавшие развитие региона, тесно связаны с событиями в области прото-Атлантики (Япетуса), Атлантики, с наложением в позднем фанерозое телекинетических воздействий из Тетиса.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

История и особенности тектонического развития Восточной Сибири (Сибирская платформа, Саяно-Забайкальский подвижный пояс и Монголо-Забайкальский континент) в последние годы начали изучаться с учетом концепции мобилизма (Н.Ф. Габов, И.В. Гордиенко, Г.С. Гусев, А.Б. Дергунов, Н.Л. Добрецов, Л.П. Зоненшайн, К.Б. Кележинская, К.А. Клитин, Л.А. Козубова, А.Я. Кравчинский, М.И. Кузьмин, В.Г. Кушев, А.М. Лейтес, Г.И. Менакер, Г.Л. Митрофанов, Д.И. Мусатов, Т.Г. Павлова, В.С. Салихов, В.С. Федоровский, Н.Н. Херасков и др.).

Авторами составлены геодинамические карты (по срезам и сводная) юга Восточной Сибири, на которых показаны геодинамические обстановки определенного возраста (рис. 30). Выделение обстановок проведено по формациям-индикаторам или индикаторным ассоциациям формаций с учетом их внутренней структуры, морфологии, взаимоотношения с соседними по площади и в разрезе формациями. Выявленные закономерности позволяют предложить следующую модель развития территории Восточной Сибири.

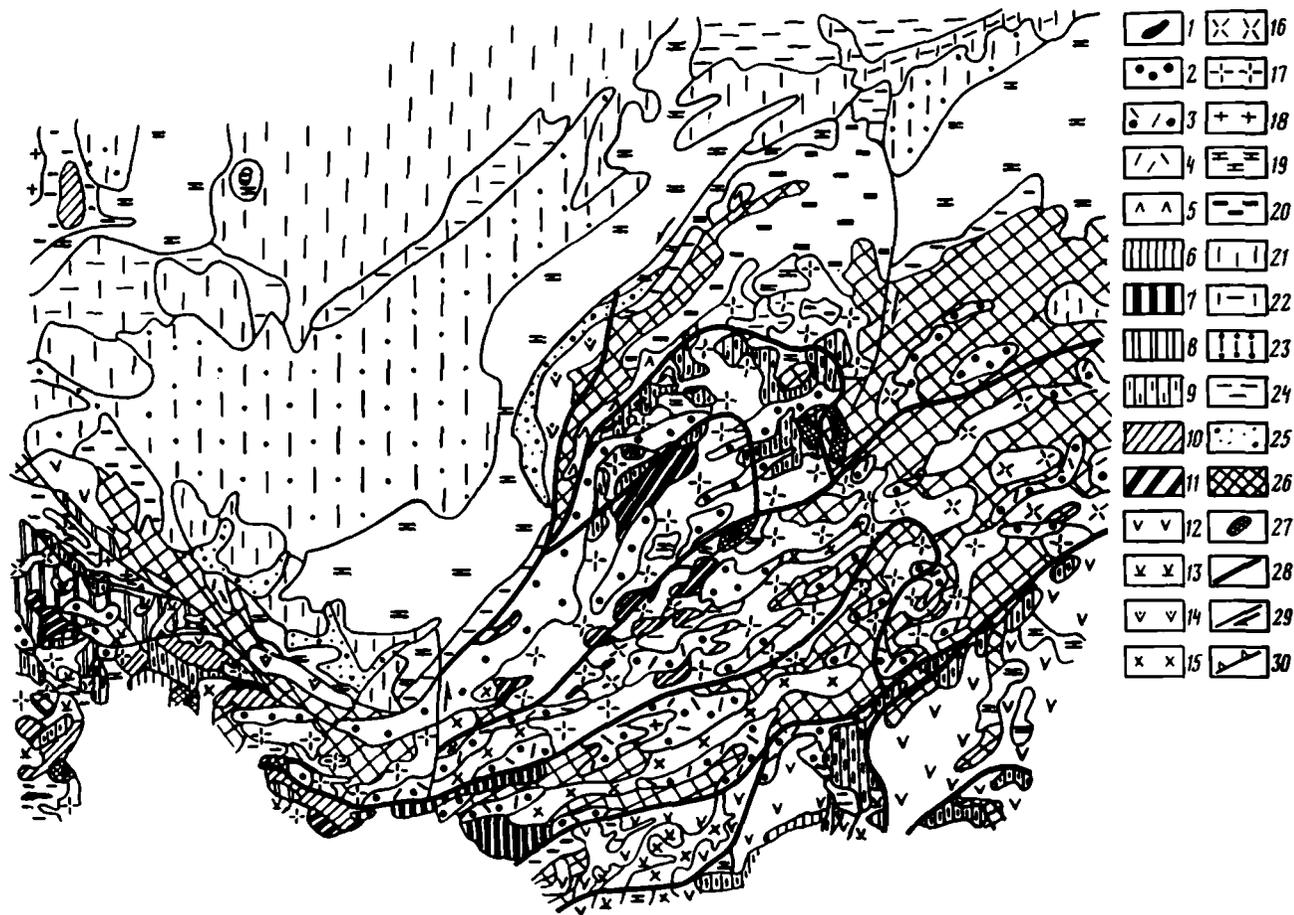
Дорифейские образования на территории Восточной Сибири известны практически во всех ее тектонических зонах. Они слагают фундамент Сибирской платформы, являются главнейшими корообразующими комплексами Селенгино-Становой зоны, сохранились в виде фрагментов в складчатых зонах Восточного Саяна, Западного Забайкалья и Байкало-Патомского нагорья, в Монголо-Забайкальской области.

Восстановление раннедокембрийских геодинамических обстановок региона по первичному составу образований в настоящее время не может быть достаточно надежно обосновано из-за глубокой переработки исходных пород неоднократными процессами складчатости, метаморфизма и гранитизации. Тем не менее некоторые закономерности могут быть намечены.

В дорифейской части разреза земной коры Восточной Сибири выделяются два мегакомплекса: глубоко метаморфизованный архейский и протерозойский. К архейскому мегакомплексу относятся осадочно-вулканогенные и интрузивные образования, регионально метаморфизованные в гранулитовой и реже амфиболитовой фациях. Протерозойский мегакомплекс отличается зональным метаморфизмом осадочных и осадочно-вулканогенных пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

По вещественному составу, характеру метаморфизма, магматизма и структурным особенностям в строении архейского мегакомплекса выделяются гранулитогнейсовые и гранито-зеленокаменные области. По валовому составу пород гранулитогнейсовые области относятся к коре сиалического профиля [Структура..., 1985; Алтухов, 1986; и др.]. Наиболее значительный гранулитогнейсовый ареал расположен в пределах Алданского щита (курультинский комплекс, иенгрская и чарская серии).

Расшифровка первичной природы метаморфических пород гранулитогнейсовых областей в настоящее время весьма условна и противоречива. Породные ассоциации большинства толщ гранулитогнейсовых областей по составу отвечают вулканоплутонической перидотит-коматитовой, вулканогенной высокотитанистой толеит-базальтовой и дацит-риолитовой формациям. Они сопровождаются ортоамфиболитами и метагабброидами, гипербазитами и гранитоидами. Амфиболсодержащие гнейсы и сланцы и амфиболиты иенгрской серии по химическому составу относятся к ортопородам основного и ультраосновного состава, близким к континентальным толеитовым



базальтам. Для гранулитогнейсовых областей архея характерны специфические магматические формации "серых гнейсов" (жидойский, курдеевский и другие комплексы). Породы этой формации представляют собой глубоко метаморфизованные эффузивы и субвулканические тела базальт-дацит-трондьемитового состава [Абрамович, 1982], тесно связанные с интрузиями плагиогранитного состава, слагающими разновеликие мигматит-плутоны. Процессы плагиогранитизации, по всем данным, происходили неоднократно на протяжении длительного времени. Наиболее интенсивное развитие плагиогранитизации получила в период 4–3,5 млрд лет назад; окончательное становление плагиогранит-мигматитовой формации произошло в раннем протерозое.

"Серые гнейсы" связаны с формацией метаультрамафитов и метабазитов, чарнокитов и эндербитов. Чарнокиты и плагиограниты ряд исследователей относят к наиболее древним гранитоидам. Однако большинство исследователей считают, что основная масса гранитоидов в гранулитогнейсовых областях сформировалась в позднearchейско-раннепротерозойское время.

Разрез гранито-зеленокаменных областей (Олекминская, Котуйская, Чунская в пределах фундамента Сибирской платформы, Северо- и Южно-Забайкальская, Восточно-Саянская, Присаянская в ее складчатом обрамлении) представлен гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами с амфиболом и биотитом, амфиболитами; в подчиненном количестве присутствуют глиноземистые, клинопироксеновые и диопсидовые гнейсы и сланцы, карбонатные породы. Среди кристаллосланцев и амфиболитов установлены серпентин-хлоритовые, биотит-актинолитовые сланцы; присутствуют тела метавулкаников, являющихся производными толеитовой магмы. Серпентин-хлоритовые сланцы, возможно, являются метакоматитами. Кроме них, для зеленокаменных поясов характерны породы метаперидотит-пироксенитовой (перцолиты, верлиты, гарцбургиты), метаанортозит-габбровой и метакоматит-базальтовой, метакоматит-диабазовой, метаандезит-диабазовой, кварц-диабазовой формаций и железистые кварциты. Абсолютный возраст этих образований 3–2,5 млрд лет.

В нижнепротерозойском комплексе широко развиты различные кристаллические сланцы и гнейсы, в подчиненном количестве – метаморфические сланцы, представляющие собой преимущественно первичные осадочные и, возможно, вулканогенно-осадочные породы. Горизонты амфиболитов, линзовидные тела оталькованных метагаббродов большинство исследователей рассматривают в качестве аналогов офиолитовых ассоциаций фанерозоя.

Плутонический магматизм в раннем протерозое представлен перидотит-габбровой, гранит-мигматитовой (илеирский комплекс), габбро-анортозитовой (кедровский и чинейский комплексы), гранодиорит-гранитовой (саянский, чуйский, амандракский, татарский комплексы), габбро-плагиогранитной (кутимский и татарниковский комплексы) формациями.

На северо-восточном побережье Байкала основные и средние эффузивы, преобразованные в результате метаморфизма в биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты

Рис. 30. Геодинамическая карта юга Восточной Сибири

1–20 – геологические комплексы границ плит: 1–5 – дивергентных: 1 – океаническая кора рифея и нижнего палеозоя (офиолитовые комплексы), 2–5 – континентальных рифтовых зон (2 – кайнозойских, 3 – мезозойских, 4 – среднепалеозойских, 5 – рифейских), 6–20 – конвергентных: 6–18 – зон поддвижения (субдукции): 6–9 – островодужных (6 – мезозойских, 7 – позднпалеозойских, 8 – раннепалеозойских, 9 – рифейских), 10, 11 – окраинных морей (10 – раннепалеозойских, 11 – рифейских), 12–14 – активных континентальных окраин (12 – позднпалеозойских, 13 – среднепалеозойских, 14 – рифейских), 15–18 – зон коллизии (15 – позднпалеозойско-мезозойских, 16 – среднепалеозойских, 17 – раннепалеозойских, 18 – рифейских), 19, 20 – пассивных континентальных окраин (19 – раннепалеозойских, 20 – рифейских); 21–25 – геологические комплексы внутренних частей плит: 21–23 – эпиконтинентальных морских бассейнов: 21 – позднпалеозойско-мезозойских, 22 – среднепалеозойских, 23 – раннепалеозойских, 24 – мезозойско-кайнозойских континентальных равнин, 25 – кайнозойских предгорных прогибов; 26 – дорифейское основание континентов и микроконтинентов; 27 – тектонический меланж; 28 – сутурные зоны; 29 – сдвиги; 30 – надвиги

(ньюрундуканская толща), отнесены К.А. Клитиным и Т.Г. Павловой [1974] к офиолитовому комплексу. Они ассоциируют с габброидами, прорванными многочисленными дайками и штоками оливиновых габбро. В ряде мест среди амфиболитов присутствуют горизонты тонкополосчатых кремнистых сланцев и яшм, а также порфириды. По петрохимическим данным амфиболиты соответствуют толеитам, часть из которых по содержанию редких элементов близка к океаническим, а другая — к дайковым сериям офиолитовых комплексов краевых морей. В то же время наличие в разрезе альбитофириров может свидетельствовать о близости части толщи к островодужным образованиям. На юго-западном продолжении выделенного К.А. Клитиным и Т.Г. Павловой офиолитового комплекса в поле распространения пород ольхонской и ангинской серий Н.А. Божко [1975] выделено три зоны распространения офиолитов, представленные телами и массивами габбро-гипербазитов и габбро-диоритов в виде аллохтонных пластин, олистолитов, линзовидных протрузий.

В Западном Прибайкалье в разрезе нижнепротерозойских образований измененные эффузивы основного и кислого состава также играют большую роль. В поле их развития многочисленны тела плагиогранитов, тесно связанных с габброидами и диабазами (габбро-плагиогранитная формация), реже ультрабазитами. Эти комплексы, по данным Н.А. Срывцева, представляют собой элементы островодужной системы.

В восточном секторе Приморского хребта вулканы нижней части разреза сарминской серии как по типу дифференциации (от базальтов до андезитов), так и по содержанию микроэлементов относятся к переходным между толеитовой и известково-щелочной сериям. Вулканы верхней части разреза серии относятся к более дифференцированной — от базальтов до риолитов — ассоциации пород. Они являются умеренно глиноземистыми, калиево-натриевого типа с известково-щелочным трендом дифференциации. Ряд исследователей считают, что породы серии сформировались в пределах ламинарной палеосистемы окраины древнего континента в обстановке сжатия.

В Северном Прибайкалье вулканы и интрузии образуют цепь палеопостроек, формировавшихся в субаквальных, реже в субаэральных условиях (бармынская серия, кутимский и татарниковский интрузивные комплексы). Характерной особенностью магматитов является их средне-кислый состав, известково-щелочной тренд дифференциации. Они образуют две ассоциации пород: раннюю калиево-натриевую известково-щелочную (большеминьский и кутимский комплексы) и позднюю — более калиевого уклона (татарниковский комплекс). Такая смена составов может интерпретироваться как результат столкновения континент—дуга.

Наряду с отмеченными особенностями магматитов первичный состав и особенности внутреннего строения ряда осадочных серий нередко указывают на то, что их образование могло происходить в условиях, близких к шельфовым (слядянская и другие серии).

В целом, выявленные к настоящему времени особенности структур и формационной принадлежности пород ранних этапов развития земной коры региона, несмотря на свою большую неясность, могут свидетельствовать о том, что в это время происходили необычайно растянутые во времени плагиогранитизация и метаморфизм протомантии, протоокеанических комплексов и продуктов их разрушения, сменившиеся (1800—2000 млн лет назад) массовой калиевой гранитизацией. Достаточно надежно в раннем докембрии, как и в фанерозойских складчатых поясах, выделяются комплексы пород меланократового и лейкократового состава. Однако они отличаются от меланократовых комплексов складчатых зон неогей прежде всего обилием пород габбро-анортозитовой формации (чинейский и другие комплексы), а от лейкократовых — обилием плагиогранитов. Наличие нескольких генераций складок, многочисленных чешуй и надвигов свидетельствует о неоднократных проявлениях в раннем докембрии эпох сжатия, скучивания, приведших к началу рифея к созданию первых в истории региона крупных континентальных массивов. Дорифейский этап является, вероятно, главным в создании континентальной коры региона. В дальнейшей геологической истории большая

часть молодой континентальной коры создавалась при скупивании и ремобилизации дорифейской.

Основным геодинамическим событием рифейско-фанерозойского периода было сближение Сибирского и Монголо-Забайкальского (Северо-Монгольского, по Л.П. Зоненшайну [1984]) континентальных массивов с одновременным их наращиванием и закрытие разделяющего их Монголо-Охотского (Азиатского, по Л.П. Зоненшайну [1984]) палеоокеана.

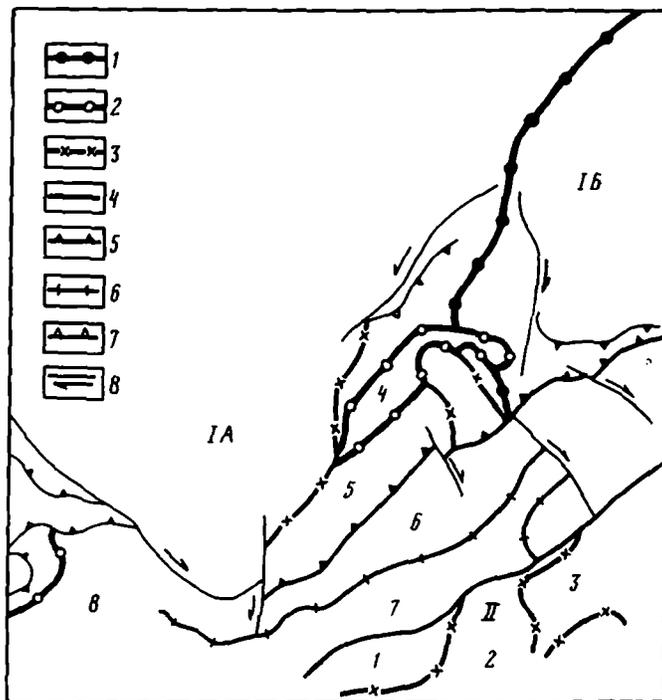
Саяно-Забайкальский подвижный пояс имеет четко выраженное мозаично-блоковое строение, обусловленное процессами аккреции при закрытии Монголо-Охотского палеоокеана. В пределах пояса выделяются фрагменты складчатых областей докембрийского и фанерозойского возраста, о границах распространения которых все еще идет оживленная дискуссия. Это обусловлено главным образом продолжающимися находками органических остатков палеозойского возраста в складчатых, часто метаморфизованных отложениях, которые ранее относились к докембрию.

Специфической чертой Монголо-Охотского палеоокеана являлось обилие микроконтинентов, различавшихся как размерами, так и составом слагавшей их дорифейской земной коры. Аккреция внутрокеанических "островков" уже в начале рифея привела к созданию довольно крупных "микроконтинентальных" массивов. Наиболее значительными из них, составляющими основу аккреционного пояса юга Восточной Сибири, являются Байкало-Муйский, Баргузино-Витимский, Курба-Витимский, Заган-Малханский, Восточно-Саянский (рис. 31).

Байкало-Муйский микроконтинент сложен корой переходного типа. Он имеет дугообразную форму и со всех сторон ограничен конвергентными границами. Западная граница его срезается сдвига-надвиговой зоной, по которой микроконтинент перекрывается Сибирским континентом. Сложен микроконтинент реликтами рифейских формационных комплексов, образовавшихся в островодужной геодинамической обстановке. Он включает две островодужные системы: Северо-Байкальскую и Муйскую. Разделяющие их бассейны в настоящее время раздавлены и превращены в зоны смятия с обдурцованными на кристаллические цоколи офиолитами. Северо-Байкальская островодужная система простирается в северо-восточном направлении, а Муйская – в субмеридиональном. В районе устья р. Каверга происходит их торцовое сочленение. Муйская островодужная система состоит из двух сегментов: энсиалического и энсиалического. В Муйской ветви в основании разреза залегают вулканогенные образования с резко подчиненным количеством осадочных пород (келянская свита), ассоциирующихся с габброидами и плагиогранитами (муйский комплекс) и гипербазитами (парамский комплекс). Преобладают метавулканы андезито-базальтового состава. Кислые разности развиты ограниченно и представлены в основном плагиопорфирами. Среди осадочных пород преобладают серые пелитоморфные известняки и кремнистые сланцы. Толща характеризуется непостоянством состава, резкими фаціальными переходами. По латерали она сменяется туфами основного и среднего состава, туффитами, туфогенными и вулканомиктовыми сланцами, фтанитами, карбонатно-кремнистыми сланцами, известняками с покровами порфиритов (парамская свита), сформировавшимися на склонах дуги и в краевых бассейнах.

Стратиграфически выше келянской и парамской свит несогласно залегают мощная толща вулканогенных образований базальт-андезитового и андезито-дацитового состава (орловская и буромская свиты), расположенная преимущественно на приподнятых участках. По направлению к депрессиям эти отложения замещаются эдафогенными (шумнинская свита). Магматические образования представлены вулканоплутоническими комплексами (верхнетулуинский, гукитский), комагматичными вулканитам. Во времени они сменяются гранитоидами бамбукойского и витимского комплексов.

Завершается разрез в Муйской островодужной системе наземными осадочно-вулканогенными отложениями базальт-липаритового и дацит-липаритового состава (падринская серия и жанокская свита), залегающими резко несогласно на подстилающих образованиях в крупных вулканотектонических депрессиях. Им комагматичны образо-



Р и с. 31. Схема расположения континентов и микроконтинентов

1-6 — границы континентов, океанов и микроконтинентов: 1 — континент-континент (ранний докембрий), 2 — континент-океан (поздний докембрий), 3-6 — континент-микроконтинент: 3 — рифей, 4 — ранний палеозой, 5 — средний-поздний палеозой, 6 — мезозой; 7, 8 — среднепалеозойско-мезозойские разломы: 7 — сдвиги, 8 — надвиги и шарьяжи.

Континенты: I — Сибирский (А — Ангарский, Б — Алданский блоки), II — Монголо-Забайкальский. Микроконтиненты: 1 — Хэнтэй-Даурский, 2 — Агинско-Борщевочный, 3 — Шилко-Аргунский, 4 — Байкало-Муйский, 5 — Баргузино-Витимский, 6 — Курба-Витимский, 7 — Заган-Малханский, 8 — Восточно-Саянский

вания падринского и жанокского комплексов. Радиологический возраст липаритов падринской серии по изохронному рубидий-стронциевому методу 765 ± 50 млн лет, кварцевых порфиров жанокского комплекса — 712 ± 40 млн лет [Митрофанов, 1978].

Метаморфизм островодужных образований обычно невысокий, соответствует стадии зеленых сланцев, редко — начальных ступеней амфиболитовой и то в основном при воздействии более молодых гранитоидных интрузий. Складчатые формы обычно представлены структурами тангенциального сжатия, среди которых наиболее типичны чешуйчато-моноклиальная и складчато-меланжевая.

В Северо-Байкальской островодужной системе преимущественное развитие получила флишодная группа формаций, включающая собственно флишодную терригенную, карбонатную, карбостромовую и андезито-базальтовую. Широко развита, но менее, чем в Муйской дуговой системе, гранодиорит-гранитовая формация.

В Холодинско-Кичерском сегменте Северо-Байкальской островодужной системы вулканы доминируют только в основании разреза (салическая свита). Вышележащие образования содержат большое количество осадочных (авкитская (авкитская свиты), в том числе карбонатных (итыкитская свита) пород, а также вулканогенно-карбонатных образований (ондокская свита). Перекрываются они несогласно залегающими грубо-терригенными образованиями верхнего рифея (холодинская и олдакитская свиты). Вулканогенно-осадочные образования интенсивно дислоцированы в серию сильно сжатых линейных складок и зонально метаморфизованы.

В целом, в основании разреза Байкало-Муйского микроконтинента повсеместно

прослеживаются осадочно-вулканогенные образования, соответствующие спилито-кератофировой группе формаций: спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, кремнисто-вулканогенная. В ассоциации со спилит-кератофировой группой формаций находятся габбро-плагиогранитовая и гипербазитовая. Не исключено, что в составе нижней группы формаций присутствуют реликты океанической коры краевых бассейнов.

Спилито-кератофировая группа формаций в Муйской системе сменяется по вертикали андезитовой островодужной, с которой ассоциируют магматические образования гранодиорит-гранитовой, гранит-тоналитовой и бонатитовой формаций. Островодужная андезитовая группа формаций включает латерально замещающие одна другую андезиито-дацитовую и граувакковую формации.

Ряд данных свидетельствует, что Северо-Байкальская островодужная система протягивалась далее на юго-запад в Восточный Саян. Большая часть ее была аллохтонно перекрыта Сибирским континентом при движении последнего в южном направлении (в современных координатах). Остатки ее юго-западного продолжения фрагментарно фиксируются в Юго-Западном Прибайкалье и Восточном Саяне.

Продолжение Северо-Байкальской островодужной системы и сопряженных с ней краевых бассейнов отмечается в саянской части региона в виде линзовидных реликтов и шовных зон. Так, Ильчирская шовная зона сложена спилит-кератофировой формацией нижнего-среднего рифея (ильчирская свита). В ее строении преобладают зеленокаменно измененные основные эффузивы, аповулканогенные сланцы основного состава, туфы, туфопесчаники. В нижней части разреза местами выделяются мощные (сотни метров) пиритизированные черные сланцы. Продолжением Ильчирской является Харальская шовная зона в Северо-Восточной Туве. Зона выполнена нижнерифейской зеленокаменной толщей (до 6000 м), относящейся к спилит-кератофировой формации (харальская свита и ее аналоги). Выше нее располагается терригенная граувакковая формация (охемская свита) среднего рифея мощностью до 3000 м. В составе вулканитов средние и кислые разности преобладают над основными.

В Сангиленском нагорье офиолитовые комплексы представлены нарынской и чатыртойской свитами. Нарынская свита (до 2000 м) относится к флишоидной карбонатно-терригенной формации и слагает четкие, резко очерченные линзы. В составе формации преобладают известняки, чередующиеся с тонкими прослоями серицитовых, хлорит-актинолитовых и кремнистых сланцев темной окраски. В ряде участков отмечаются линзы гравелитов. В северных районах Сангиленского нагорья в составе формации преобладают хлоритовые, серицитовые и кремнистые сланцы с прослоями вулканитов и туфов среднего состава. Перекрывается она вулканогенно-терригенной формацией среднего рифея (чатыртойская свита). В ее строении преобладают карбонатно-хлоритовые, кремнистые и актинолитовые сланцы с подчиненными им известняками и доломитами, углистыми кварцитами и вулканитами различного состава. Местами отмечаются линзы внутриформационных конгломератов.

Во всех шовных зонах среди описанных пород наблюдаются линзы гипербазитов, пластовые тела диабазов, дриоритов. Структурное положение зон и их вещественное выполнение позволяют предполагать, что они являются реликтами океанических бассейнов небольших размеров, островных дуг и окраинных морей. Во всех зонах нижний комплекс пород сложен преимущественно глубоководными осадочно-вулканогенными образованиями; верхние части его представлены широко проявленной граувакковой формацией, характерной для периферических участков островодужных систем. Вулканиты и комагматичные им интрузивные образования повсеместно относятся к известково-щелочному типу, характерному для островодужных обстановок.

Баргузинно-Витимский микроконтинент представляет собой реликт осадочно-вулканогенных образований среднерифейских краевых морей. Карбонатно-терригенно-вулканогенные, пестроцветные терригенные, грахиандезит-базальтовые, базальтовые с риолитами, карбонатные формации краевых морей среднего рифея (уряхская, джалагунская, усть-уряхская, хойготская, суванихинская, мухтунная, няндонинская, баргузинская, нерундинская, бурлинская свиты) характеризуются быстрыми и рез-

кими изменениями фашиального состава и мощности, значительным количеством эффузивов и пирокластики в одних местах и их полным отсутствием в других. Выше по разрезу образования краевых бассейнов сменяются средне-верхнерифейскими терригенно-карбонатными осадками шельфового типа.

Южная граница Баргузино-Витимского микроконтинента на всем протяжении коллизионная, сформировавшаяся, по-видимому, при закрытии раннепалеозойского задугового бассейна. Она является также северной границей Курба-Витимского микроконтинента и прослеживается по узким выходам пород офиолитовой ассоциации в Абага-Усойской сутуре. Южная граница Курба-Витимского микроконтинента проводится с большей долей условности по распространению среднедевонских коллизионных магматических комплексов. Север микроконтинента вблизи Абага-Усойской сутуры занимают отложения краевого бассейна с железо-марганцевой минерализацией. Они прослеживаются полосой от рек Итанцы, Бурлы до р. Талой. Железо-марганцевые руды (Икатское, Горбылокское, Васильевское месторождения) приурочены к черным кремнисто-глинистым сланцам вулканогенно-карбонатно-терригенной формации среднего кембрия. Послекембрийская история микроконтинента характеризовалась неоднократным проявлением коллизионных режимов, а начиная с триаса — широким проявлением континентального рифтогенеза.

Заган-Малханский микроконтинент непосредственно примыкает к Монголо-Забайкальской плите через мезозойскую Монголо-Охотскую сутуру. Судя по широкому развитию вдоль северного фаса плиты образований активной континентальной окраины, последняя надвинута на Заган-Малханский микроконтинент. В пределах микроконтинента обнажены преимущественно комплексы метаморфических пород условно раннедокембрийского возраста, для которых характерно широкое развитие плагиогранитов и основных пород. В.Г. Беличенко [1982] относит их к метаморфитам герцинид, образованным по каледонским осадкам. Учитывая такую неопределенность, вполне можно допустить, что Заган-Малханский микроконтинент является реликтом раннепалеозойской островной дуги. В этом случае Баргузино-Витимский, Курба-Витимский и Заган-Малханский микроконтиненты должны были принадлежать к единому литосферному блоку, включающему три структурных элемента: мелководный шельф (рифей—кембрий—силур?), краевой бассейн (венд—кембрий) и островную дугу, или же Заган-Малханская палеоостровная дуга располагалась вблизи окраины Монголо-Забайкальского континента. Эти предположения требуют доказательств как геологическими, так и радиологическими и палеомагнитными данными.

В позднепалеозойское время для микроконтинента характерны геодинамические обстановки активных континентальных окраин, островодужные и коллизионные. Микроконтинент является областью широчайшего континентального мезозойского рифтогенеза.

Восточно-Саянский микроконтинент характеризуется ярко выраженной покровно-чешуйчатой структурой. Составлен он в основном из пластин рифейских и нижнепалеозойских островодужных комплексов, осадков и офиолитов междуговых и краевых бассейнов [Добрецов, 1985]. В венде—кембрии Восточный Саян и прилегающая к нему с юго-запада территория находились в зоне поддвижения океанической плиты под континентальную. Цепочки серпентинизированных, оталькованных, карбонатизированных тел и линз пироксенитов, дунитов гарцбургитов, энстатитов, ассоциирующих с глубоководными осадками и разделенных участками континентальной коры, представляют собой, очевидно, реликты океанической коры серии небольших океанических бассейнов. В южной и юго-западной частях микроконтинента пестрый набор терригенных, карбонатных, фосфоритоносных и вулканогенных (преимущественно кислого состава с повышенной щелочностью) формаций отмечает, очевидно, геодинамическую обстановку краевых морей.

Более широко в пределах микроконтинента распространены островодужные комплексы венда—кембрия. Они представлены терригенно-вулканогенными (дацит-андезит-базальтовыми) и интрузивными (габбро-плагиогранитными) формациями извест-

ково-щелочной и толеитовой серий. С несогласием они перекрываются терригенными и терригенно-вулканогенными (базальты, андезито-базальты, андезиты) молассами (сархойская, охемская, чавышская свиты, овсянковская серия верхнего рифея—венда) с абсолютным возрастом $830 \pm 30 - 620 \pm 20$ млн лет [Волобуев и др., 1980], содержащими меланжево-олистостромовые ассоциации [Берзин, 1979].

Монголо-Забайкальский континент состоит из трех микроконтинентов, спаянных в результате позднерифейской и герцинской коллизий. В современном виде Агинско-Борщевочный (центральный) микроконтинент отделен от Хэнтэй-Даурского (западного) Оюот-Туринской, а от Шилка-Аргунского (восточного) — Восточно-Агинской сутурами. В Агинско-Борщевочном микроконтиненте фиксируется толеитовая островодужная серия рифея (вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации кулиндинской, оюонской свит, кактолгинской, борщевочной серий). Фрагментарно серия развита и по северному фасу Шилка-Аргунского микроконтинента. Фрагменты островодужных комплексов (карбонатно-терригенно-вулканогенная и флишево-турбидитная формации) устанавливаются и в Приаргунье (верхняя часть даурской серии). Наличие здесь же железистых и фосфатных терригенных формаций свидетельствует о возможной геодинамической обстановке краевого моря.

В других микроконтинентах сохранились реликты пассивных окраин рифея (терригенно-карбонатные фации даурской и кактолгинской серий, надаровская свита), залегающие на раннедокембрийском фундаменте. В венде—кембрии Хэнтэй-Даурский микроконтинент и Приаргунская зона Шилка-Аргунского микроконтинента представляли собой единую пассивную окраину, за исключением участков, прилегающих к Монголо-Охотской сутуре, где в это время, возможно, существовал океанический бассейн. Вулканогенно-терригенная (спилит-кератофировая) ассоциация формаций, выполняющих бассейн, в Приаргунской зоне датируется ранним силуром (утенинская и ковытинская свиты, 4000—5000 м), в Агинско-Борщевочной (усть-борзинская и макаровская свиты, 5000 м) — ранним девоном—ранним карбоном, в Хэнтэй-Даурской (киркунская и дабан-горхонская свиты, 2800 м) — ранним карбоном. В составе формаций кремнисто-глинистые породы ассоциируют с яшмоидами и вулканитами основного и кислого состава; присутствуют песчаники, редко — терригенно-карбонатные породы. Эффузивы — базальты, андезито-базальты, риолиты — составляют 10—15% разреза. По химическому составу они отвечают щелочным оливиновым базальтам, характеризуясь высоким содержанием титана, калия, натрия и низким — кальция. Перекрываются они терригенной и карбонатно-терригенной ассоциациями формаций (верхнеамурская, усть-уровская, чиронская, типаринская, гутарская, рябининская и другие свиты, борзинская серия), формировавшимися в раннесилурийское—раннекарбонное, местами до среднего карбона, время в мелководных морских, реже континентальных условиях. Мощность их достигает 7500—9000 м (Верхнеамурский, Борзинский прогибы).

В позднем палеозое и мезозое на значительной части Монголо-Забайкальского континента существовали геодинамические условия активной континентальной окраины и коллизионные — с широким развитием разновозрастного магматизма и накоплением мощных молассовых толщ, связанных, по всей вероятности, с закрытием расположенного южнее палео-Тетиса и столкновением Китайского и Сибирского континентов [Зоненшайн, 1984].

Геодинамика Сибирского континента в рифее определялась формированием окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, пассивных окраин, рифтогенных структур с локальным проявлением трапповой формации, коллизионных обстановок.

В раннем рифее вдоль восточной и южной границ южного выступа Сибирского континента прослеживается активная окраина андийского типа, известная под названием Прибайкальского вулканоплутонического пояса [Хренов, Бухаров, 1972; Хренов, 1981 и др.]. Сложен пояс как осадочно-вулканогенными (риолит-трахириолитовая и базальт-андезит-риолитовая формации малокозинской, куленьянской, домугдинской и хибиленьской свит) с радиологическими датировками 1630—1620±20—40 млн лет,

так и интрузивными комплексами (граносиенит-гранитовая формация ирельского комплекса и его аналогов). В Присяянье пояс представлен терригенно-вулканогенной (андезит-базальтовая и дацитовая) формацией колбазыкской серии, прорванной интрузиями гуникского и шумихинского комплексов граносиенит-гранитовой формации. Известны образования пояса и под палеозойским чехлом Иркутского амфитеатра как "атовские эффузивы".

На западе, в присаянской и в приенисейской частях материка, в раннем рифее существовало мелководное шельфовое море с карбонатно-терригенным осадконакоплением. В средне-позднерифейское время пассивная окраина сформировалась уже по всему южному периметру Сибирского материка. Характерна почти полная амагматичность разрезов, за исключением слабо проявленного базальтоидного (траппового) магматизма в отдельных участках (медвежеская свита, туюканский и патомский комплексы в Патомском нагорье, токминский габбро-диабазовый комплекс в приенисейской части, нерсинский — в присаянской).

Конец среднего рифея завершился в Байкало-Витимской зоне складчатостью и становлением батолитовых интрузий гранодиорит-гранитовой формации. Этот этап отмечается ростом гранито-гнейсовых куполов и реоморфизмом раннепротерозойских интрузий (начало становления баргузинского комплекса). Время проявления складчатости и внедрения гранитоидов по рубидий-стронциевой изохроне оценивается в 1014 ± 80 млн лет [Шергина и др., 1980], а в присаянской части, по данным уран-свинцово-ториевого метода, — 670 ± 30 млн лет [Волобуев и др., 1980]. В это время к Сибирскому матерiku была причленена обширная область, включающая Патомское нагорье, Байкало-Муйский и Баргузино-Витимский микроконтиненты. Ряд разрезов офиолитовых комплексов аккреционного пояса сопровождается олистостромовыми образованиями и меланжем [Митрофанов, 1978; и др.].

Позднепротерозойское наращивание Сибирского материка отразилось и в пределах Алданского щита и в Становой зоне автохтонным реоморфическим гранитообразованием в интервале времени 700–800 млн лет. С этим же процессом, возможно, связано и обособление стабильной полосы во внутреннем поле Сибирского материка.

В начале раннего палеозоя Сибирский континент с причленившимися к нему Байкало-Муйским и Баргузино-Витимским микроконтинентами перекрываются единым венд-кембрийским терригенно-карбонатным чехлом ("карбонатная плита"). В южной части последний сменяется железо-марганценосными карбонатно-сланцевыми толщами, а в Еравнинском, Курбино-Туркинском, Джидинском и Хамсаринском районах — вулканогенно-терригенными. Вулканогенные образования в этих зонах характеризуются дацит-андезито-базальтовой, местами риолит-базальтовой ассоциациями формаций и отличаются резкой латеральной изменчивостью, выраженной различными соотношениями основной и кислой групп, лав и пирокластов, осадочных и вулканогенных пород. По расчетам дискриминантной функции А. Мияширо, андезит-базальтовая группа располагается в поле толеитовой серии, а кислая — отвечает известково-щелочной серии. Мощность терригенно-вулканогенных образований достигает 7–8 км. Вулканогенные образования нередко связаны с ультрабазитами, представленными многочисленными согласными линзовидными телами перидотитов, дунитов, гарцбургитов, которые отмечаются как реликты в серпентиновой массе меланжево-олистостромовых комплексов. Учитывая тесную взаимосвязь в этих районах осадочно-вулканогенных толщ, отвечающих по составу толеитовой и известково-щелочной сериям, со специфическими магматическими образованиями (габбро-диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гипербазиты), линейный характер распространения этих образований, наличие в них меланжево-олистостромовых образований, металлогеническую специализацию, вполне можно допустить образование их в краевых океанических бассейнах и (или) островных дугах. В частности, рассматривая условия возникновения вулканитов Монголии, К.В. Кеппинский и др. [1987] считают, что в Восточном Прихубсугулье, куда входит Джидинская зона, образование вулканитов согласуется с условиями формирования их в обстановке островная дуга—окраинный бассейн—континентальная окраина.

В раннем—среднем палеозое на огромной площади Байкало-Патомского нагорья, Восточного Саяна и Забайкалья проявился гранитоидный магматизм, фиксирующий коллизионный тип развития территории. Он наложился на все типы ранее существовавших структур и слагает огромный Саяно-Витимский ареал-плутон. Гранит-гранодиоритовые комплексы зоны столкновения представлены формациями субщелочных гранитов и гранодиоритов с сиенитами и диоритами (баргузинский, витимканский, конкудеро-мамаканский комплексы), плагио-микроклиновых гранитоидов и мигматитов. Возраст гранодиоритов из Баргузинского хребта, определенный калий-аргоновым методом по амфиболом, составляет 290—325 млн лет [Козубова, 1976].

Преобладающая часть коллизионных массивов гранитоидов группируется в линейно вытянутые пояса, ориентированные вдоль границ столкновения. В пределах этих поясов конкретное положение плутонических пород, форма, размеры, ориентировка отдельных гранитоидных тел в значительной мере определяются частными структурными элементами. Наиболее распространенной формой гранитоидных массивов являются пологозалегающие линзообразно-пластовые тела. Такая их форма обусловлена, очевидно, приуроченностью к надвиговым структурам [Синцов, 1982], а в целом гранитоидных поясов — к надвиговым поясам, образованным при столкновении микроконтинентов с Сибирским континентом. Становление ареала завершилось рифтогенным магматизмом с габбро-диабазовой, сиенит-диорит-габбро-диабазовой формациями (бирамынский, юктоконский, итакитский и другие комплексы), формацией щелочных и нефелиновых сиенитов (сыннырский комплекс и его аналоги).

Коллизия микроконтинентов с Сибирским континентом привела к усложнению и переработке ранее созданных структурных элементов. Повсеместно устанавливается, что существовавшие складчатые формы при коллизии испытали повторную деформацию, в результате которой возникли син- и антиформные структуры, "складчатые складки", сигмоиды и другие виды наложенных структур. Ориентировка вновь созданных складчатых массивов подчиняется контурам Сибирского материка.

С конца среднего кембрия во внутренних частях Сибирского континента происходила обмеление бассейна седиментации, а в ордовике и силуре обособились эпиконтинентальные морские бассейны. Со среднего карбона наступило и продолжалось до триаса время высокого стояния и континентального развития внутренних частей Сибирского материка.

Внутриплитный магматизм на Сибирском материке проявился в основном в интрузивной форме. Интрузии представлены четырьмя разновозрастными комплексами: вендским, ранне-среднекембрийским, ордовикско-силурийским, раннедевонским и позднермско-раннетриасовым. Внутриплитный трапповый магматизм, по всей вероятности, отмечает геодинамические обстановки "рассеянного рифта", возникавшие при прохождении материка над "горячими точками".

Продолжавшееся наращивание Сибирского материка в среднем—позднем палеозое обусловило формирование значительных поясовых вулканоплутонических ареалов преимущественно коллизионного типа. Главными отличительными чертами ареалов являются значительная "пестрота" состава магматитов, их поясовое расположение, повышенная и высокая щелочность. Наиболее активные вспышки магматизма, охватившие значительные территории, отмечаются для раннего—среднего девона и позднего карбона—раннего триаса.

В раннем—среднем девоне формируются два крупнейших вулканоплутонических ареала: Окино-Енисейский (Саянский вулканоплутонический пояс, или Иркутско-Казахское звено Тувино-Забайкальского плутогенного пояса) и Селенгино-Забайкальский. Первый включает трахибазальт-трахириолитовую формацию активных окраин (верхненерхинская, имирская, сайлыгская, илейская, боготуйская и другие свиты) общей мощностью до 3000 м, перекрытую терригенной формацией (павловская свита, шибитская толща). По мнению Е.Н. Алтухова [1986], они выполняют рифтогенные прогибы. Наиболее ранними в ареале являются интрузии граносиенит-гранитовой формации (огнитский, буюдзульский, бреньский, сютхольский комплексы), находя-

щиеся в тесной связи с трахибазальт-трахириолитовой формацией. Радиологический возраст их 385 млн лет [Алтухов, 1986]. Сменяются они типично рифтогенными интрузиями щелочных и нефелиновых сиенитов (сангиленский, лутагский и другие комплексы). Для пород формации характерна высокая щелочность (10–12%) при преобладании натрия над калием. Завершает рифтогенный магматический ряд щелочно-ультраосновная формация с карбонатитами и кимберлитами (зиминский комплекс).

Селенгино-Забайкальский ареал рассматривается как вулканоплутонический пояс [Хренов, 1981], Дзабхан-Витимское звено Тувино-Забайкальского плутогенного пояса (В.А. Амантов и др., 1981 г.), Джида-Олекминский магматический ареал, Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс [Гордиенко, 1984]. В строении ареала участвуют дацит-риолитовая (исташинская свита), трахириолитовая (улегчинская толща), трахиандезит-трахириолитовая (гунзанская, ортинская, аленгуйская, тамирская, куйтунская, цаган-хуртейская свиты), реже трахибазальтовая (унгуркуйская, мунустайская свиты) формации известково-щелочной серии. Одновременно с формированием вулканогенных формаций происходило внедрение островодужных интрузий диорит-габбровой формации (1-я фаза бичурского, амананского, ингамакитского комплексов). Во время коллизии Сибирского континента с микроконтинентами формируются гранодиорит-граносиенит-гранитовая (витимканский, 2-я и 3-я фазы бичурского, амананского, ингамакитского комплексов) формация. Сменяется она формацией щелочных и нефелиновых сиенитов (зазинский, дабанский комплексы) с возрастом 265–365 млн лет [Гордиенко и др., 1978], щелочных и субщелочных гранитов и граносиенитов (куналейский, ахтинский, нерчуганский комплексы). Появление на заключительных стадиях формирования пояса нефелиновых сиенитов, щелочных и субщелочных гранитов, ассоциирующих с бимодальными вулканитами, свидетельствует о проявлении рифтогенных процессов.

В это время мощные рифтогенные процессы прошли и на Сибирской платформе. В среднем девоне—раннем карбоне здесь раскрылся Вилуйский рифт. Его раскрытие сопровождалось интенсивным излиянием щелочно-базальтовых, трахиандезит-базальтовых магм, формированием на бортах рифта протяженных даек растяжения, щелочно-ультраосновных, карбонатитовых субвулканических интрузий, кимберлитовых тел и накоплением значительных количеств эвапоритов.

В позднекаменноугольное—раннетриасовое время формируется Монголо-Забайкальский [Занвильевич и др., 1985] поясовой ареал плутогенных и вулканических пород высокой щелочности, смещенный относительно Селенгино-Забайкальского к юго-востоку. Он включает субщелочные и щелочные вулканиты кислого, среднего и основного состава и комагматичные им щелочные и нормальной щелочности гранитоиды. Отмечается латеральная зональность пояса. В "эпицентре" его сосредоточены субщелочные и щелочные вулканиты среднего—основного состава и комагматичные им щелочные гранитоиды. На флангах преобладают дацит-риолитовые и риолитовые ассоциации и комагматичные им субщелочные и нормальной щелочности гранитоиды. А.А. Моссаковский [1975] и И.В. Гордиенко [1984] указывают на наличие геодинамической обстановки активных континентальных окраин андийского типа в момент его формирования. Последние особенно характерны для Шилка-Аргунского (ундинский комплекс) и Хэнтэй-Даурского (даурский комплекс) микроконтинентов и возникли, вероятно, перед закрытием разделяющего их Агинско-Борщевочного палеоокеанического залива.

В юрско-меловое время океанический бассейн, разделявший Сибирский и Монголо-Забайкальский континенты, закрылся окончательно [Кузьмин, 1985]. По мнению О.А. Богатикова и В.И. Коваленко [1984], магматизм этого времени отражает геодинамические условия континентальных окраин андийского типа и континентального рифтогенеза. В настоящее время это представление должно быть уточнено в том смысле, что кроме указанных обстановок здесь устанавливаются и островодужные (риолит-трахибазальтовая формация усть-карской серии), а также коллизионные (интрузии субщелочно-лейкогранитовой, субщелочных гранитов и диоритов, гранодиорит-гранитовой

формаций борщевочного, сохондинского, амананского, асакан-шумиловского, береинского, кыренского комплексов).

В результате столкновения двух континентов на большей части Байкало-Патомской горной области, Восточного Саяна и Станового хребта возникло сводовое поднятие, осложненное межгорными впадинами и прогибами, заполненными континентальными терригенно-угленосными, а на юго-востоке — и формациями эпиконтинентальных морских бассейнов. Оно осложнялось рифтовыми впадинами "байкальского типа" с эффузивами как бимодальной (дацит-андезитовой, трахибазальт-трахириолитовой), так и щелочно-базальтовой (латит-трахибазальтовой, трахит-трахибазальтовой) серий. Широко представлены и интрузивные комплексы щелочно-габброидной (монцитонитовидная габбро-диоритовая, диорит-гранодиоритовая с габброидами) формации: кыренский, амуджикано-сретенский, ималкинский, шахтоминский, бичурский комплексы и формации агпайтовых и щелочных гранитов (щелочно-гранит-щелочно-сиенитовая, субщелочно-лейкогранитовая) — алданский, ханинский, зймнахский, нерчуганский, гуджирский, куналейский, атхинский, харалгинский, кукульбейский комплексы. Не исключено, что сочетание обстановок сжатия с рифтогенезом обусловлено геодинамической обстановкой калифорнийского типа [Кузьмин, 1985].

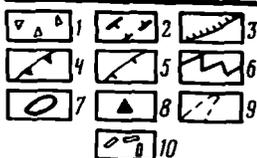
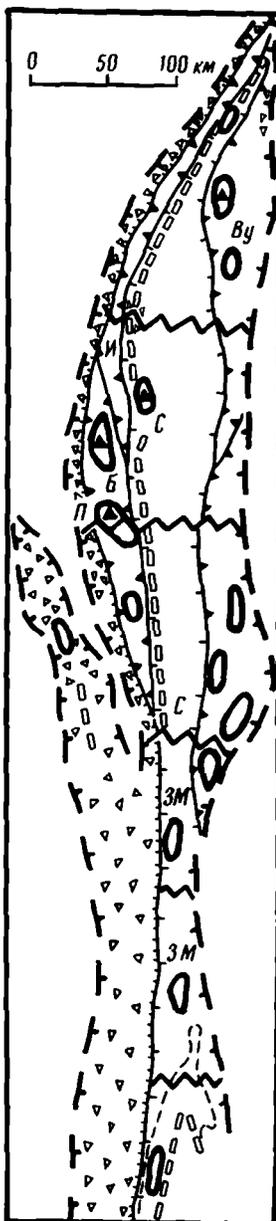
В неогене началось формирование Байкальского сводового поднятия в результате, как считают многие исследователи, Индо-Евразийского столкновения. Растягивающие напряжения юго-восток — северо-западного направления на своде привели к созданию Байкальской рифтовой системы. Рифтогенный вулканизм представлен щелочными оливиновыми базальтами. Ранние излияния их приурочены к широким прогибам на фоне формирующегося общего свода, поздние — к впадинам "байкальского типа".

Предлагаемая модель геодинамического развития Восточной Сибири находим подтверждение и в палеомагнитных данных. Их анализ, проведенный А.Я. Кравчинским [1977], показал, что в течение фанерозоя Сибирская плита переместилась из экваториальной области через арктическую на средние широты Северного полушария. Дрейф ее носил дискретный характер: периоды покоя (остановки) сменялись эпохами быстрых перемещений. Последние происходили примерно через 100–120 млн лет с довольно правильной периодичностью в интервалах 545–535, 445–430, 340–325, 225–195 млн лет.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИДОННЫХ СУЛЬФИДНЫХ ПОСТРОЕК И МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ В ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЮЖНОГО УРАЛА

На колчеданных месторождениях Южного Урала, приуроченных к девонским вулканическим комплексам, в последние годы установлены придонные сульфидные постройки и металлоносные осадки [Жабин, 1979; Зайков и др., 1984; Зайков, Масленников, 1987]. Геодинамические реконструкции показали, что эти комплексы формировались на окраине Уральского палеоокеана в Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системе [История..., 1984; Формирование ..., 1986]. Элементами этой структуры являются энсиматические островные дуги и разделяющий их междуговой (тышловодужный) бассейн (рис. 32).

На современном срезе островодужная система выражена вулканическим поясом протяженностью 800 км, в пределах которого широко развиты офиолиты [Медно-колчеданные..., 1986]. Западно-Магнитогорская дуга представлена Ирландской и Баймак-Бурибайской зонами, в которых развит парагенез эйфельских формаций (рис. 33): натриевых базальтов, натриевых базальтов-риолитов и андезит-базальтовой [Магматические..., 1979]. Для Восточно-Магнитогорской дуги характерно сочетание таких же формаций, но возраст их моложе (живет—фран). К междуговому бассейну отнесены Сибайская и Западно-Мугоджарская колчеданоносные зоны, в которых ассоциируют эйфельско-живетские формации натриевых базальтов и натриевых базальтов-риолитов.



Р и с. 32. Схема строения Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы Уральского палеоокеана

1 – офиолитовые зоны (реликты земной коры океанического типа); 2 – границы вулканических поясов; 3–5 – границы колчеданосных зон, соответствующих: 3 – аккреционной призме, 4 – энсиматическим островным дугам, 5 – междуговым бассейну; 6 – поперечные дислокации типа трансформных разломов; 7 – границы рудных районов с месторождениями медно-цинково-колчеданной и медно-колчеданной формаций; 8 – придонные сульфидные постройки на колчеданных месторождениях; 9 – зоны распространения железисто-кремнистых осадков; 10 – горизонты яшм с марганцевыми месторождениями.

Вулканические зоны: П – Присакмарская, Б – Баймак-Бурибайская, С – Сибайская, И – Ирендыкская, ЗМ – Западно-Мугоджарская, Ву – Верхнеуральская

Строение вулканического пояса осложнено поперечными дислокациями, расстояние между которыми 130–200 км. Они выражены роями среднедевонских даек базальтоидов и риолитов, флексурами, сокращением мощности андезит-базальтовой формации, гравитационными ступенями и напоминают трансформные разломы. По сейсмическим и гравиметрическим данным установлено, что земная кора в рассматриваемой структуре по мощности “базальтового” слоя и другим характеристикам соответствует островодужной [Глубинное..., 1983].

Обстановки образования колчеданосных вулканических зон Южного Урала определялись в связи с изучением истории развития Уральского палеоокеана автором совместно с Л.П. Зоненшайном, В.А. Коротеевым, В.Г. Кориневским, Л.Я. Кабановой, Е.В. Зайковой и др. Учтены также результаты реконструкций, сделанных А.В. Пейве, С.Н. Ивановым, А.С. Перфильевым, М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцовым, В.А. Унковым, В.Н. Пучковым, К.С. Ивановым и др. Возможность отнесения рассмотренных зон к двойной энсиматической островной дуге с междуговым бассейном, а не к последовательно развивавшимся островным дугам [Бородаевская и др., 1977; Кривцов, 1979], определилась после уточнения возраста колчеданосных вулканических комплексов по фауне конодонтов. Оказалось, что зоны сформировались в относительно узкий промежуток времени – эйфель–живет [Иванов и др., 1983; Маслов и др., 1984]. Для определения геодинамических обстановок использовано сравнение палеозойских вулканических формаций и продуктов современного вулканизма. При этом учитывалась эквивалентность следующих пар: формация натриевых базальтов – толеиты океанических рифтов и окраинных морей, натриевых базальтов-риолитов – “зеленых туфов” островных дуг и окраинных морей, андезит-базальтовая – андезитовая островных дуг. Определение глубины осадконакопления проводилось по литологическим признакам: присутствию горизонтов карбонатов и туфов. По этим образованиям

фиксируются уровни карбонатной компенсации и компенсации давления, которые для современных океанических бассейнов оцениваются соответственно в 3,5–5,5 и 0,5–1 км [Океанология..., 1979; Геология окраинных..., 1987].

В Баймак-Бурибайской зоне (южный фланг Западно-Магнитогорской островной дуги) колчеданосная формация натриевых базальтов-риолитов представлена двумя толща-

Таблица 2

Химический состав пикритов, бонинитов и базальтоидов
Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы

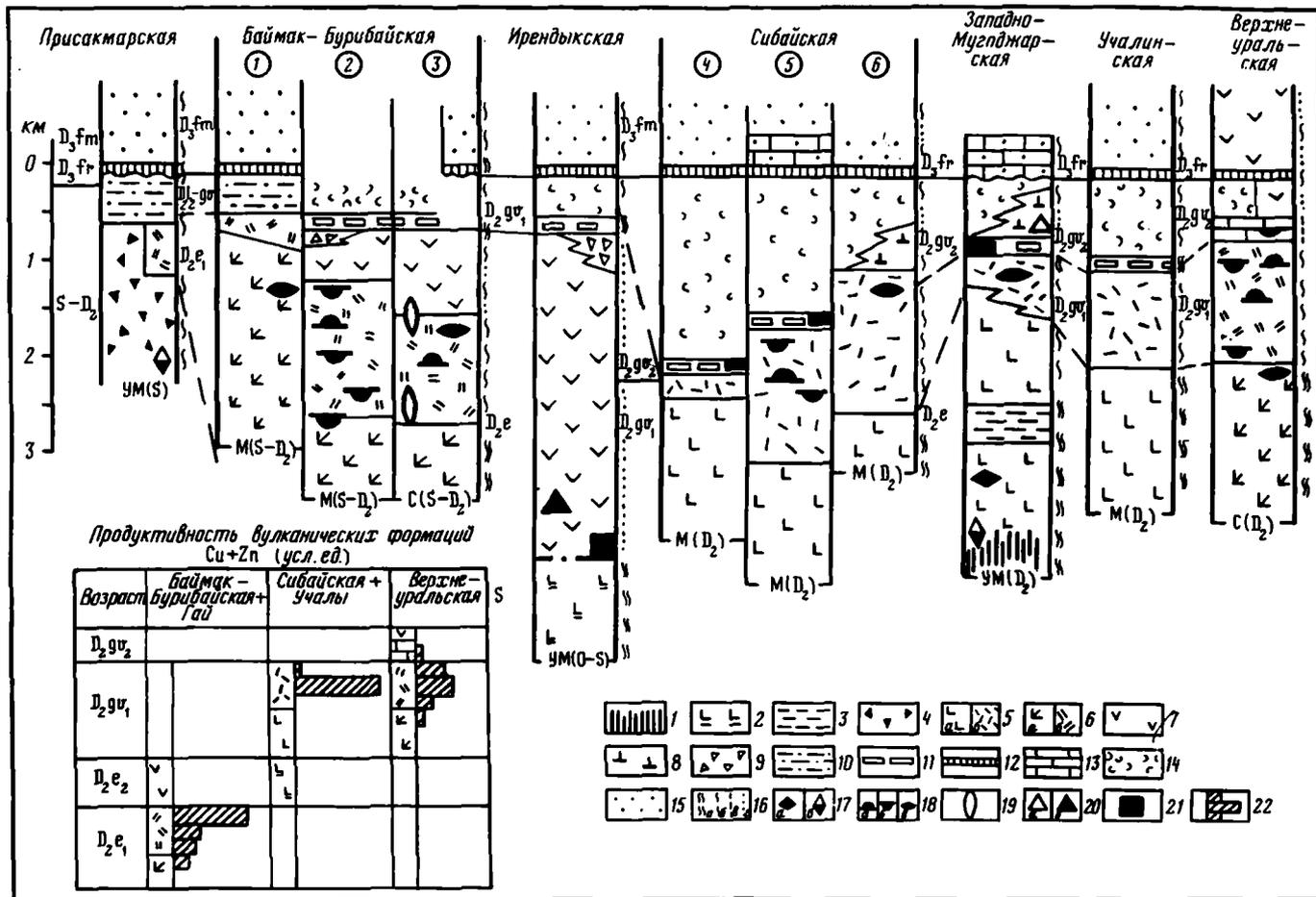
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
	Количество проб						
	10	3	6	10	7	5	93
SiO ₂	39,60	45,66	48,63	48,85	50,83	50,86	49,05
TiO ₂	0,37	0,61	0,56	0,51	0,32	0,33	1,65
Al ₂ O ₃	5,67	14,67	13,86	14,27	11,29	12,92	14,10
Fe ₂ O ₃	4,62	3,52	2,25	2,38	1,83	2,09	4,59
FeO	6,88	7,02	8,80	7,11	7,19	6,38	7,78
MnO	0,19	0,16	0,19	0,11	0,23	0,13	0,21
MgO	28,51	8,24	12,44	11,34	12,49	12,05	7,18
CaO	3,54	13,15	9,30	8,47	8,22	6,13	8,78
Na ₂ O	1,34	2,10	1,99	2,21	2,44	3,21	3,50
K ₂ O	0,06	0,10	0,11	0,11	0,77	0,17	0,16
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,12	0,10	0,13	0,06	0,21

Компо- ненты	8	9	10	11	12	13	14
	Количество проб						
	50	4	13	28	10	43	50
SiO ₂	49,27	51,20	55,31	49,53	48,45	55,05	55,95
TiO ₂	1,82	1,16	0,65	1,40	0,57	0,60	0,54
Al ₂ O ₃	13,68	16,00	14,25	14,97	17,38	15,25	15,88
Fe ₂ O ₃	7,18	5,20	3,80	5,56	1,85	1,88	3,06
FeO	5,15	5,40	6,25	5,94	7,32	6,07	5,90
MnO	0,19	0,17	0,16	0,14	0,16	0,14	0,13
MgO	5,60	5,50	5,40	6,02	5,01	7,90	5,63
CaO	8,37	6,76	7,92	6,98	3,67	3,43	5,51
Na ₂ O	4,05	4,79	3,00	3,85	3,70	3,46	3,95
K ₂ O	0,18	0,23	0,21	0,64	0,67	0,56	0,43
P ₂ O ₅	0,19	0,11	0,14	0,14	0,11	0,09	0,09

Примечание. 1-4 - пикриты и пикрито-базальты среднего девона Западно-Мугоджарской зоны (междуговой бассейн): 1 - силлы, р. Пшенсай, 2 - силлы, Донгелекская синклинали, 3 - силлы, р. Шулдак, 4 - лавы, р. Шулдак; 5, 6 - бониниты и мариниты Баймак-Бурибайской зоны: 5 - лавы, Бурибайский район, с. Хворостянка, 6 - то же, р. Таналык; 7-10 - базальтоиды Западно-Мугоджарской зоны: 7 - диабазы параллельных даек, р. Шулдак, 8 - базальты (формация натриевых базальтов), Берчогурский блок, 9 - базальты (формация натриевых базальтов-риолитов), Берчогурский блок, 10 - андезито-базальты (формация натриевых базальтов-риолитов), Берчогурский блок; 11 - базальты Присакмарской зоны (формация натриевых базальтов); 12-14 - базальтоиды Баймак-Бурибайской зоны: 12 - базальты (формация натриевых базальтов-риолитов), Маканский блок, 13, 14 - андезито-базальты (андезито-базальтовая формация), Баймакский блок.

Анализы из коллекций А.А. Абдулина, П.В. Аржавитина, А.Г. Волчкова, В.В. Зайкова, А.А. Захарова, Л.Я. Кабановой, В.Г. Корниевского, А.С. Косарева, А.И. Кривцова, И.Б. Серавкина, Т.И. Фроловой, Н.С. Ярославцевой и др.

ми. Нижняя сложена низкокалиевыми, низкотитанистыми базальтами, которые образуют гряду вулканических брахиантиклиналей с поперечником 4-10 км. В их основании вскрыты каркасные дайковые системы, которые представлены сочетанием субширотных и субмеридиональных пластин, а также субширотных пакетов мощностью до 100-150 м. Комагматичность пород, слагающих дайки и лавы, доказывается петрохи-



мическими данными, а также фактами непосредственного перехода даек в лавы [Зайков, 1986]. Формирование дайковых систем, судя по эллипсоиду синвулканических деформаций и анализу экспериментальных моделей трещинных структур [Бондаренко, Лучицкий, 1985], происходило при левосторонних сдвиговых дислокациях. Изменение набора вулканогенных пород и их химизма в верхней риолит-дацит-андезит-базальтовой толще подчиняется широтной однонаправленной зональности. Она выражается в увеличении с запада на восток доли кислых вулканитов, что сопряжено с повышением калиевого содержания пород, изменением типов вулканических построек [Зайков, 1982]. По этим данным реконструируется восточное (в современных координатах) падение зоны Заварицкого-Беньюфа [Зайков, 1982; Овчинников, Лутков, 1983].

Специфическими породами обеих толщ баймак-бурибайского комплекса являются низкотитанистые (TiO_2 0,3–0,4%) и высокомагнезиальные (MgO 10–20 %) базальты и андезит-базальты (табл. 2). По петрографическим и геохимическим характеристикам они сходны с марианитами и бонинитами, установленными в последние годы в энсиматических островных дугах западного обрамления Тихого океана [Геология дна.... 1980].

Таким образом, принадлежность Баймак-Бурибайской зоны к энсиматическим островным дугам доказывается присутствием андезит-базальтовой формации, наличием бонинитов, двух типов синвулканических дайковых систем, образовавшихся в условиях сдвиговых дислокаций и сжатия, зональностью колчеданосного риолит-базальтового комплекса. В борту Западно-Магнитогорской дуги (Присакмарская зона) развиты меланж-олигостромовые образования, сопоставимые с аккреционными призмами островодужных склонов глубоководных желобов.

В Западно-Мугоджарской зоне (южный фланг междугового бассейна) наиболее полно вскрыт осадочно-вулканогенный разрез залегающий на меланократовом основании. Для формации натриевых базальтов характерны субмеридиональные вулканические гряды поперечником несколько километров, в эродированных частях которых вскрыты рои параллельных даек диабазов. Часть даек дает начало лавовым потокам, образующим постройки типа холмов и стогов поперечником 10–15 м [Зайков, 1986]. Верхняя часть формации представлена яшмами и железистыми металлоносными осадками с многочисленными "силло-потоками", образовавшимися при внедрении базальтовых излияний в толщу нелигифицированных илов. Встречены отдельные силлы пикритов ультраосновного состава, сходные с коматитами [Кашинцев, Зайков, 1987]. Детальные петрохимические исследования базальтов показали их существенную не-

Р и с. 33. Формационные колонки вулканических зон Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы

Вулканические формации и входящие в них осадочно-вулканогенные комплексы: 1–4 – формация натриевых базальтов: 1 – параллельных даек диабазов (комплекс "дайка в дайке"), 2 – базальтовый, 3 – яшмово-базальтовый с пикритами, 4 – меланж-олигостромовый офиолитовый; 5, 6 – формация натриевых базальтов-риолитов: 5 – яшмово-риолит-базальтовый (толщи: а – базальтовая, б – риолит-базальтовая, риолит-дацит-базальтовая), 6 – риолит-дацит-андезит-базальтовый с марианитами (толщи: а – базальтовая с марианитами, б – базальт-андезит-дацит-риолитовая); 7 – андезит-базальтовая формация; 8 – базальт-андезит-риолитовая формация; 9–15 – комплексы; 9 – олигостромовый вулканогенно-осадочный, 10 – кремнисто-терригенный, 11 – яшмовый, 12 – силицитовый, 13 – карбонатно-терригенный, 14 – тефро-терригенный, 15 – терригенный; 16 – палеогеографическая обстановка: а – глубоководная (ниже уровня карбонатной компенсации), б – мелководная (выше уровня карбонатной компенсации), в – островная, г – островодужная; 17–21 – рудные формации и минеральные типы месторождений: 17 – медно-колчеданная; а – сфалерит-халькопирит-пиритовый, б – сфалерит-халькопирит-пиритиновый; 18–19 – медно-цинково-колчеданная: 18 – халькопирит-сфалерит-пиритовый (рудные тела: а – гидротермально-осадочные холмообразные, б – блудцеобразные, в – гидротермально-метасоматические линзообразные), 19 – золото-барит-халькопирит-сфалерит-пиритовый (рудные тела линзо- и жиллообразные гидротермально-метасоматические); 20 – медно-порфировая: а – золото-халькопирит-пиритовый, б халькопирит-пиритовый; 21 – скварно-магнетитовая; 22 – гистограмма количества рудных тел колчеданосных зон.

Вулканотектонические структуры (цифры в кружках): 1 – Бурибайская, 2 – Маканская, 3 – Баймакская, 4 – Карамалыташская, 5 – Сибайская, 6 – Бакр-Узаякская. Фундамент вулканических зон: УМ – ультрамафический, М – мафический, С – сиалический

однородность, снижение вверх по разрезу содержания TiO_2 , P_2O_5 и возрастание — MgO , Al_2O_3 [Зайков и др., 1987]. Формация натриевых базальтов-риолитов представлена цепочкой палеовулканов, состав которых варьирует по латерали от риолит-базальтового до дацит-андезит-базальтового. Характерно присутствие субширотных роев даек риолитов, формировавшихся в обстановке сжатия. В межвулканических депрессиях широко распространены яшмы и силициты.

Сибайская зона (северный фланг междугового бассейна) располагается между Западно- и Восточно-Магнитогорской островными дугами. Колчеданосная формация натриевых базальтов-риолитов представлена карамалыташским комплексом, слагающим изолированные вулканические постройки трех типов. К первому отнесены сооружения типа гайотов, сложенных низкокалийевыми базальтами и андезит-базальтами с прослоями яшм. Второй тип, к которому приурочены промышленные колчеданные месторождения, представлен риолит-дацит-базальтовыми палеовулканами, осложненными кальдерами. Третий тип выражен групповыми постройками андезит-дацит-риолитового состава, образовавшимися в результате ареального вулканизма.

Принадлежность Западно-Мугоджарской и Сибайской зон к междуговому бассейну подтверждается линейным ареалом развития яшм, отлагавшихся в глубоководных условиях ниже уровня карбонатной компенсации, строением и составом формации натриевых базальтов и натриевых базальтов-риолитов. Базальтоиды основания разреза по вариациям петрохимического состава, содержаниям Ni , Cr , P_2O_5 соответствуют толетам окраинных и тыловодужных морей [Формирование . . ., 1986]. Судя по кулисообразному размещению роев даек диабазов и динамике формирования дайковых пакетов, раскрытие бассейна происходило в условиях рассеянного спрединга. Ширина бассейна, судя по длительности накопления осадков (5–7 млн лет) и реконструированной В.В. Матвеевковым [1983] и Е.В. Зайковой [1985] скорости спрединга (5–8 см/год), была 300–400 км. Ограничениями междугового бассейна являлись андезит-базальтовые гряды, у подножия которых формировались коллювиальные свалы. Заполнен бассейн тефро-терригенными осадками, мощность которых в северной части бассейна достигает 1800 м. Приведенная характеристика структуры показывает ее сходство с междуговыми бассейнами морей Филиппинского, Фиджи и Скотия. В междуговом бассейне Лау-Гавр (двойная дуга Тонга–Кермадек) в последние годы установлены массивные сульфидные руды, что подтвердило потенциальную колчеданосность этих структур [Hawkins, 1985].

Придонные сульфидные постройки установлены на колчеданных месторождениях, приуроченных к междуговому бассейну (Сибайское) и островным дугам (Узельгинское, Западно-Озерное, Талганское, Таштау, Октябрьское). Их выделению способствовали работы С.Н. Иванова, А.Г. Жабина, В.А. Прокина, М.Б. Бородаевской, Э.Н. Баранова, В.А. Гаврилова и других специалистов по изучению морфологии и строения рудных тел, всестороннему исследованию руд, рудокластов и сульфидизированной фауны. Были учтены также сведения о сульфидных холмах в океанических рифтах, приведенные П. Рона, Г. Голландом, Ж. Франшто, А.П. Лисицыным, Ю.А. Богдановым, В.Е. Поповым и др.

Описание придонных сульфидных построек Урала дано в специальной статье [Зайков, Масленников, 1987], в которой впервые для палеозоя охарактеризованы особенности их строения, главные признаки и условия образования.

Рудовмещающими структурами являются впадины, в которых имелись условия для быстрого захоронения сульфидных построек. Они представлены кальдерами (Сибай, Макан), межкупольными и околокупольными депрессиями (Узельга, Талган, Таштау). Поступление вулканогенно-обломочного материала происходило со склонов кальдер или куполов, что доказывается составом обломков.

Морфология построек определяется положением рудоподводящего канала, стадийностью и темпом поступления гидротермальных растворов и скоростью осадконакопления. При постоянном положении рудоподводящего канала образуется либо холм (Таштау), либо многэтажная связка линз (Сибай). При переменном положении канала или

сложной морфологии рудоподводящей системы образуются групповые постройки, форма которых может быть близка к пластообразной (Талган). Прерывистое поступление гидротермальных растворов либо осадков способствует образованию разобщенных по вертикали сульфидных сооружений. Подошва построек часто неровная вследствие рельефа и осложнена апофизами – зонами сплошных либо прожилково-вкрапленных сульфидных руд среди подстилающих серицито-кварцевых метасоматитов. При заполнении сульфидными воронками и рыгвин в дне подошва имеет сложную морфологию (Октябрьское). Склоны построек имеют крутизну $10-40^\circ$, высоту 5–90 м, поперечник основания 100–300 м.

Внутреннее строение построек определяется механизмом отложения и преобразования рудного вещества. В их центральной части преобладают массивные пиритовые руды, иногда с элементами субвертикальной ориентировки в виде полосчатости и концентрических форм. Ближе к периферии преобладают брекчиевые разности, сложенные аллохтонными и автохтонными рудокластами. В нижней части рудных залежей, вблизи осевой зоны, отмечены халькопирит-магнетит-пирротиновые руды с цементационно-брекчиевыми типами текстур. Температуры образования этих руд $220-300^\circ\text{C}$ [Василенко, 1984]. В всячем боку отмечены признаки размыва и дорастания обломков сульфидных руд сферолитовыми корками, состоящими из кварца, пирита и сфалерита. На флангах построек развиты слоистые руды, образовавшиеся при отложении дезинтегрированного сульфидного материала и илов. Общая зональность минерального состава рудных тел определяется сменой от центра к периферии и от подошвы к кровле серно-колчеданных руд медно- и цинково-колчеданными. Отмечены продукты окисления сульфидных руд и рудокластов в виде гематитовых агрегатов.

Сульфидизированные остатки фауны, имеющие очаговое распространение, фиксируют устьевые биоты в местах выхода подводных гидротерм. Наиболее детально фауна изучена на Сибайском месторождении [Прокин и др., 1985]. Установлены трубчатые формы, отнесенные А.П. Кузнецовым (Институт океанологии АН СССР) к вестиментиферам *Tevnia* и *Oasisa*, полихетам *Alvinella*, а также двустворчатые моллюски *Vesikomidae*, *Caliptogena*. Эти организмы близки к обитателям глубоководных колоний в Галапагосском рифте и на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

Отмечается, что придонные сульфидные сооружения в междуговом бассейне более компактны и имеют более простой состав по сравнению с островодужными. Это обусловлено более постоянным положением рудоподводящего канала в сочетании с более простым составом и строением рудоносных структур. Отличаются и региональные закономерности размещения рудных построек в двух рассмотренных типах структур. В междуговом бассейне они приурочены к участкам вулканических дуг, поперечным цепочкам вулканических гор. В островных дугах постройки локализируются в разрывах вулканических цепей, обусловленных поперечными дислокациями, а также по периферии блоков сиалического фундамента.

Железисто-кремнистые осадки установлены во всех типах колчеданосных вулканических зон Южного Урала. Они выявлены благодаря работам Г.И. Водорезова, В.Г. Кориневского, В.В. Сажнова, Л.Ф. Шевченко, Е.В. Зайковой, В.И. Кудрявцева по картированию и изучению состава кремнисто-базальтовых толщ, а также по работам исследователей, описавших гематито-кремнистые породы на колчеданных месторождениях, – А.В. Пуркина, Н.С. Скрипченко, В.А. Прокина, А.Г. Злотник-Хоткевича, Е.В. Попова, В.В. Масленникова и др. Для сопоставления отложений с металлоносными осадками современных океанов, описанных К. Бостромом, А.П. Лисицыным, Ю.А. Богдановым, Д. Кронаном и другими, использованы геолого-петрографические, петрохимические и геохимические особенности. Главными критериями для определения доли гидротермальных компонентов наряду с повышенным содержанием железа (более 10%) приняты модули $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{SiO}_2 \cdot 1000)$ [Океанология..., 1979; Зайкова, 1985].

Гематито-кремнистые породы наиболее широко распространены в колчеданосных зонах междугового бассейна. В участках с трещинным типом вулканизма вблизи оси

спрединга они имеют линейное развитие в днищах депрессий (Западно-Мугоджарская зона). Суммарная мощность тел, залегающих в основании куркудукского яшмово-базальтового комплекса (формация натриевых базальтов), достигает 10–25 м [Зайкова, 1985]. Породы сложены гематитом и кварцем, которые находятся в тонком сростании, образуют глобулярные, кокардовые, сферолитовые структуры. Наряду с пластообразными телами присутствуют линзо- и холмообразные залежи поперечником 10–15 м, высотой 2–3 м. Слои яшм прилегают к склонам таких холмов, содержат обломки и желваки гематито-кремнистого состава и имеют повышенную железистость. В основании отдельных линз и пластов отмечены воронкообразные тела гематито-кремнистых метасоматитов и гематито-кремнистые жилы, которые фиксируют подводящие каналы. В участках вулканизма центрального типа (формация натриевых базальтов-риолитов) гематито-кремнистые породы имеют локальное развитие, образуют отдельные слои и пласты в кровле или на флангах колчеданных залежей. Мощность их обычно не превышает 1–2 м, породы, как правило, содержат вкрапленность сульфидов. В яшмах, перекрывающих вулканогенные толщи, отмечены линзы и холмообразные сооружения, содержащие слои и конкреции браунит-гаусманит-пирролюзитового состава. Строение холмов определяется сочетанием прокварцованных массивных пород осевой зоны с брекчиевыми и обломочными разностями на флангах (Сибайская зона).

В островодужных вулканических зонах гематито-кремнистые породы встречены на нескольких рудоносных уровнях в вулканотектонических и межвулканических депрессиях. Вследствие более сложной палеогеографической обстановки литологические типы металлоносных осадков здесь более разнообразны, и наряду с железисто-кремнистыми разностями присутствуют карбонатные, грубообломочные и турбидитные. Наиболее крупные тела установлены на Талганском месторождении и, по данным В.В. Масленникова и Л.А. Санько, представлены холмами и грядами высотой до 18 м. Подводящая гидротермальная система отмечена в Баймак-Бурибайской зоне, где в подстилающих железистые осадки туфобрекчиех ирендыкской свиты развиты гематито-кремнистые метасоматиты.

По содержанию цветных и редких металлов металлоносные осадки площадного и локального типов различаются. Первые характеризуются кларковыми концентрациями никеля, кобальта, меди, цинка, ванадия. Во вторых содержания меди, цинка, бария — сотые и десятые доли процента, что позволяет использовать их как поисковые признаки на колчеданное оруденение. Некоторые разности железистых осадков, сходные с продуктами окисления сульфидных руд, имеют повышенные содержания золота, и их целесообразно оценить в качестве подводных аналогов золотоносных зон окисления.

Анализ соотношения гематито-кремнистых пород с сульфидным оруденением показал, что они фиксируют поздние порции колчеданосных гидротермальных растворов, получивших выход на дно. Такие порции обеднены серой, связанной в сульфидах более глубоких уровней, и, попадая в окислительную обстановку, дают кремнисто-железистый осадок.

Выводы. Приведенный материал по геодинамическим обстановкам формирования колчеданосных зон Южного Урала показал приуроченность крупных придонных сульфидных построек и сопровождающих металлоносных осадков к междуговому бассейну и основанию погруженных островных дуг. Это дает дополнительные обоснования для поисков сульфидных руд в аналогичных структурах современных океанов и окраинных морей. Перспективными участками являются области смыкания вулканических цепей, поперечные дислокации в островных дугах, цепочки вулканических гор, осложненных вулканотектоническими депрессиями, в междуговых бассейнах.

При дальнейших исследованиях колчеданных месторождений в различных регионах и геодинамических обстановках необходимо учитывать возможность выявления на рудных полях придонных сульфидных построек. Это имеет не только научное, но и прикладное значение, поскольку знание первичной морфологии рудных тел повысит эффективность геологоразведочных и эксплуатационных работ.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ОКЕАНА ТЕТИС В КОНЦЕ ПАЛЕОЗОЯ И НАЧАЛЕ МЕЗОЗОЯ

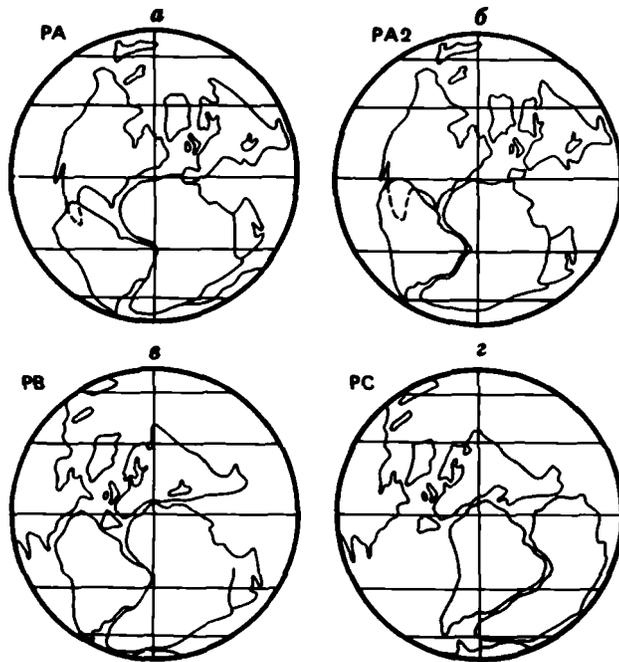
В развитии океана Тетис один из сложных и пока еще во многом неясных интервалов приурочен ко времени преобразования палеозойского океана в мезозойский. Начиная с ранней юры реконструкции могут строиться по изохронам раскрытия Атлантики и достаточно хорошо согласованы в глобальном масштабе [Evolution., 1986]. Для более ранней истории любые реконструкции положения основных материков сталкиваются с целым рядом трудностей, связанных с необходимостью увязки палеомагнитных и геологических данных. Существует несколько вариантов таких реконструкций для пермского времени, отличающихся положением Гондваны относительно Евразии [Morel, Irving, 1981; Livermore et al., 1986; и др.]. При этом в различных вариантах допускается как весьма значительная ширина океана Тетис, так и его почти полное закрытие (рис. 34).

Следует отметить, что реконструкции Пангеи типа Пангеи В (РВ) и Пангеи С (РС) не вяжутся с геологическими данными и наиболее общепринятыми являются реконструкции типа Пангеи А2 (РА2).

Геологические и палеомагнитные данные достаточно четко показывают, что след главной ветви мезозойского океана Тетис маркируется системой офиолитовых сутур — Вардарской, Измир—Анкара—Эрзинджан, Севано—Акеринской, Загросской [Evolution..., 1986; и др.]. Вдоль этих сутур сочленяются комплексы пассивной (гондванской) и активной (евразийской) окраин палеоокеана (рис. 35). Формирование пассивной окраины началось в перми и продолжалось в среднем—позднем триасе, что однозначно определяет время раскрытия мезозойского океана. Закрытие океана происходило не одновременно: раньше на западе и позже на востоке в интервале от раннего мела до эоцена. Вулканогенные и осадочные комплексы, развитые в пределах упомянутых швов и связанные по происхождению с палеоокеаном, по возрасту не древнее триасовых или пермо-триасовых. Это также свидетельствует о том, что мезозойский океан не был прямо унаследован от палеозойского, а представлял собой новообразование.

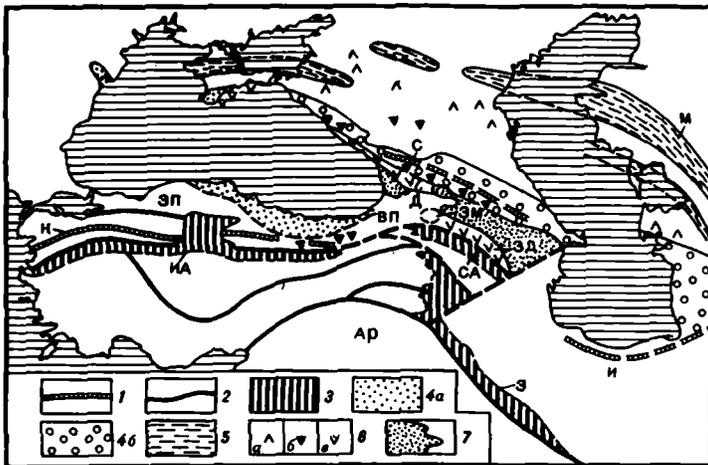
Такая интерпретация приходит в противоречие с идеей непрерывного существования широкого океана Тетис от ранней перми до раннего мезозоя, как это принято большинством авторов палеотектонических реконструкций [Зоненшайн, Кузьмин, Кононов, 1987; Livermore et al., 1986]. Противоречие снимается моделью А. Шенгёра [Şengör, 1979; Şengör et al., 1984], согласно которой закрытие палеозойского и раскрытие мезозойского океана происходило благодаря отколу от края Гондваны и затем миграции к активной окраине Евразии киммерийского континента (или цепочки микроконтинентов). Мезозойский океан раскрылся в тыловой части Киммерии в перми—триасе, замыкание палеозойского океана завершилось в позднем триасе. Модель хорошо увязывается с геологическими данными по Ирану (часть Киммерии) и восточным районам Альпийского пояса, в то время как в Кавказско—Анатолийском сегменте подобное развитие остается недоказанным и существуют иные интерпретации [Адамия и др., 1982]. Предполагается, что здесь существование палеоокеана в палеозое и мезозое было "сквозным". В связи с этим особое значение приобретают геологические данные о строении бассейна этого времени, располагавшегося южнее Кавказа, а также сведения о характере деформаций в ходе его закрытия. Эти вопросы предлагается рассмотреть на материалах личных полевых исследований на Кавказе и по литературным данным.

На Большом Кавказе и в Закавказье имеется ряд образований, которые позволяют



Р и с. 34. Варианты реконструкции Пангеи

a – реконструкция для ранней-средней юры (РА). Пермские реконструкции: *б* – с поворотом Евразии на 26° против часовой стрелки (РА2); *в* – с большим вращением Гондваны (35°) по часовой стрелке (РВ); *г* – с большим перемещением всей Гондваны к востоку (РС). *a, б* – по Livermote et al. [1986]; *в* – по Morel, Irving [1981]; *г* – по Smith et al. [1981]



Р и с. 35. Основные структурные элементы Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса

1 – Эоциммерийская сutura; 2 – Альпийские сутуры; 3 – шов, маркирующий положение главной ветви мезозойского океана Тетис; 4 – комплексы мезозойских окраинных морей: 4а – пермо-триасового, 4б – юрско-палеогенового; 5 – складчатые комплексы малых пермо-триасовых бассейнов; 6 – островодужные вулканы: а – триасовые, б – раннеюрские, в – среднеюрские; 7 – неоген-четвертичные прогибы Закавказья.

Буквенные обозначения: АР – Аравия, ВП – Восточные Понтиды, Д – Дзирульский массив, З – Загрос, ЗМ – Закавказский массив, ЗД – Закавказская островная дуга, ЗП – Западные Понтиды, И – Иран, ИА – зона Измир-Анкара, К – пояс Каракая, М – Мангышлакский прогиб, СА – Савано-Акеринская зона, С – Сванетия

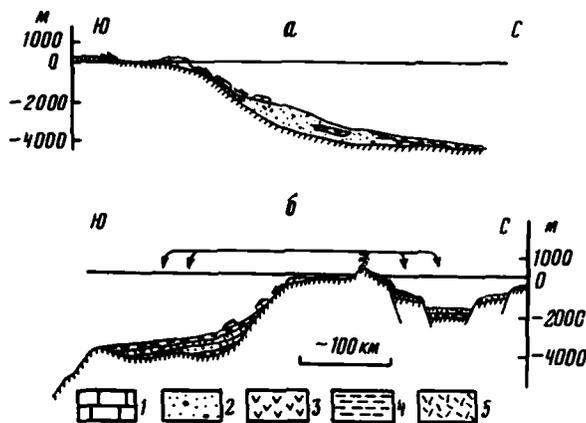
судить о доюрской истории Тетиса. Это прежде всего хорошо известная дизская серия, выходящая на южном склоне Большого Кавказа, в Сванетии (см. рис. 35). Исследования последних лет, в том числе авторов настоящей работы [Казьмин и др., 1986; Саидова и др., 1988], показывают, что в составе серии, по-видимому, могут быть выделены два комплекса, отвечающих различным условиям образования. Нижний, девонско-каменноугольный комплекс представлен глинисто-песчанистыми породами с олистостромами, включающими глыбы мелководных известняков. Обстановка их образования, очевидно, соответствует подножию обращенного к северу континентального склона (рис. 36). Состав пород, среди которых преобладают кварцевые песчаники и аркозы, а также присутствие в разрезе силицитов, т.е. пород довольно больших глубин, указывают на достаточно спокойную обстановку седиментации, характерную обычно для пассивных окраин океанов. В данном случае речь может идти, очевидно, лишь о пассивной окраине Гондваны, как это предполагал А.А. Белов [Белов и др., 1982].

Вышележащий комплекс сложен более тонкозернистыми породами — песчаниками, алевропелитами, нередко с тончайшей слоистостью. На разных уровнях эти породы содержат примесь туфогенного материала (туффиты, туфопечаники), а также, возможно, отдельные покровы очень сильно измененных лав основного—среднего состава. Характерно присутствие крупных известняковых олистолитов с кораллами каменноугольно-пермского возраста.

Возраст верхнего комплекса определяется по находкам микрофауны весьма условно как пермо-триасовый [Славин, 1960; Саидова и др., 1988]. Состав пород (прежде всего присутствие вулканогенного материала) позволяет предполагать, что этот комплекс был приурочен либо к активной окраине, либо к пассивной окраине, сильно приблизившейся к Евразии. Важно представить, каково западное продолжение этих образований. Отложения триаса и перми дизской серии не похожи на триас-юрский флиш, развитый по периферии Черного моря — в Крыму и Понтидах. В то же время они сходны с комплексом Каракая в Понтидах [Akyurek et al., 1984; Şengör et al., 1984], где наблюдаются толщи переслаивания терригенных и вулканогенных пород, спилитов, в которых заключены блоки мелководных каменноугольных, пермских и триасовых известняков. Как и на Кавказе, пермо-триасовые породы пояса Каракая были смяты и метаморфизованы в предраннеюрское время. Если приведенная корреляция верна, то триасовые комплексы пра-Черноморского бассейна и пояса Каракая—Сванетии накапливались в разных бассейнах. В Турции осадки обоих бассейнов, ныне залегающие в виде покровных чешуй, пространственно разделены герцинскими блоками Восточных и Западных Понтид. В пределах последних известных гранодиорит-диоритовые плутоны триасового и раннеюрского возраста, триасовые андезиты, которые можно связывать с островной дугой [Yilmaz, Şengör, 1985]. При такой трактовке офиолиты покрова Кюре (Op.cit) и флиш Акгёль Понтид, а также флиш таврической свиты Крыма можно считать комплексами окраинного моря, тогда как осадки дизской серии и комплекс Каракая относятся к собственно палеозойскому океану.

Второе место на Кавказе, где находятся выходы комплексов палеозойского океана, это так называемая Чорчано-Ушлевская зона, располагающаяся по восточной периферии Дзирульского массива. Зона представляет собой узкую (около 1,5 км) систему вертикальных тектонических чешуй, вытянутых в северо-восточном направлении на 30–40 км. Здесь выходят комплексы интенсивно мионитизированных и метаморфизованных образований, среди которых распознаются фрагменты океанической коры (серпентиниты, амфиболиты, метавулканиты), терригенные, филлитизированные породы верхнего силура (?)—девона, известняки с кембрийскими археоциатами [Абесадзе и др., 1980]. Некоторые исследователи рассматривают эти комплексы как реликты океанических образований палео-Тетиса [Гамкрелидзе и др., 1981]. Нижнекембрийские известняки, в частности, можно считать аналогами фаций пассивной окраины Гондваны, обнаруженных, например, в Иране среди метаморфических серий [Aistov et al., 1984].

Тектонические деформации, их время, локализация в пространстве — это еще один важнейший вопрос, связанный с восстановлением истории океана Тетис. Дизская серия



Р и с. 36. Условия образования девонских (а) и триасовых (б) пород дизской серии Сванетии
1 — риф; 2 — песчаники, конгломераты; 3 — хресты; 4 — глины; 5 — туфы

на Кавказе представляет интерес не только с точки зрения ее формационной принадлежности, но и для расшифровки истории деформаций. До недавнего времени существовали лишь самые общие, достаточно схематичные представления о структуре, стиле дислокаций, механизме их формирования, а также о соотношении разновозрастных комплексов, выходящих в этой зоне.

Ранее общая структура дизской серии рисовалась в целом как антиклинорная или же в виде системы сжатых складок. Детальные наблюдения показывают, что набор дислокаций здесь чрезвычайно многообразен при несомненном главенствующем значении многочисленных разрывных нарушений (рис. 37, см. вкл.). Фактически все выходы серии представляются в виде системы блоков и чешуй с общей северной вергентностью (в противоположность южной вергентности юрских толщ). В большом количестве встречаются зоны дробления, милонитизации пород, отмечены запрокинутые залегания отдельных пластов. Пластины, очевидно, перемещались друг относительно друга по надвигам и взбросам на северо-восток, хотя близость фациального состава отложений указывает на небольшие масштабы таких перемещений.

Видимые в обнажениях складки (размерами от миллиметров до десятков метров) по стилю близки к концентрическим и в большинстве своем асимметричны в соответствии с общей тенденцией к запрокидыванию на северо-восток. Даже при общем преобладании достаточно сложных структур выделяются две зоны необычайно интенсивной складчатости, располагающиеся согласно с общим направлением главнейших тектонических элементов. Деформация материала в пределах этих зон настолько значительна, что местами сопоставима со складчатостью метаморфических толщ докембрия. Изоклинальные, предельно сжатые формы с причудливо изогнутыми замками, раздувы пластов — все это, вероятно, следствие интенсивного пластического течения вещества. К этому следует добавить широкое проявление в породах дизской серии сланцеватости и кливажа, по-разному выраженных в различных зонах. Наложение нескольких систем сланцеватости приводит к развитию кренуляционных структур.

Важен и вопрос о взаимоотношении дизских пород с юрскими. Последние дислоцированы несравненно проще. В юрских сланцах преобладают относительно спокойные складки, отсутствуют настоящие чешуйчатые структуры, зоны милонитизации и следы интенсивного пластического течения, существенно ниже и степень метаморфизма пород. Несмотря на существующие до сих пор различные мнения геологов, нам кажется несомненной значительная предюрская деформация и разрыв, поскольку базальные конгломераты юры ложатся на разные горизонты дизской серии (от девона до позднего триаса). Состав конгломератов и облик базальных слоев юры указывают на достаточно глубокий и интенсивный разрыв со сменой фациальных обстановок.

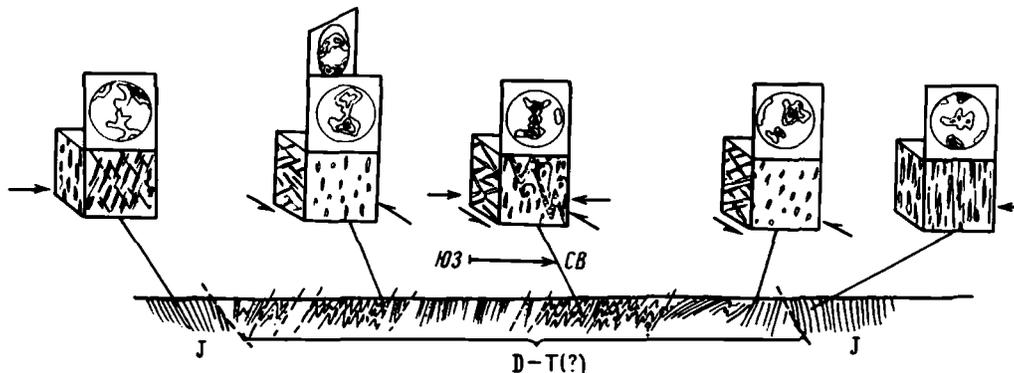
На наш взгляд, данные в пользу доюрской складчатости в Сванетии очевидны. Трудно, однако, однозначно решить, была ли деформация одноактной или же можно выделить наряду с позднеtriasовой и более древнюю фазу (отвечающую, скажем, интервалу времени между образованием двух рассмотренных выше комплексов дизской серии). Некоторые косвенные признаки такой древней фазы можно видеть в несколько большей степени метаморфизма пород нижнего комплекса по сравнению с верхним, а также в более четком проявлении северной вергентности в структуре нижнего комплекса. Все же пока четкие аргументы на этот счет отсутствуют.

Петроструктурные данные (ориентировка оптических осей зерен кварца) подтверждают на микроскопическом уровне резкие различия в характере деформаций юрских и дизских пород. Первые по узорам диаграмм относятся к В-тектонитам, а вторые — к S-тектонитам (рис. 38). Если расположение основных максимумов в образцах юры хорошо объясняется ориентировкой зерен по кливажным плоскостям, то четко выраженные центральные максимумы S-тектонитов представляются достаточно неожиданными. Один из возможных вариантов объяснения заключается в наличии сдвиговой компоненты при сжатии и соответственно ориентировке кварца в направлении, близком к простиранию основных тектонических структур. Дополнительным аргументом в пользу такого предположения служит довольно широкое развитие складок с очень крутыми, на отдельных участках даже вертикальными, шарнирами. Примечательно, что простирания осей складок в породах дизской серии и юры различаются на $20-25^\circ$, что также укладывается в схему левостороннего смещения в ходе доюрских деформаций (рис. 39).

Петроструктурный анализ позволяет высказать предположение о том, что эти деформации были, видимо, неоднородными. Для всех образцов, отобранных в различных частях разреза дизской серии, сдвоенные центральные максимумы располагаются в пространстве достаточно единообразно. И только два тектонита, взятые из зоны пластического течения, повернуты по сравнению с остальными. Вероятно, на первой стадии происходило сжатие со сдвигом, давшее единообразный узор всех тектонитов серии с особенно отчетливыми центральными максимумами. Затем же, при дополнительных напряжениях возникли сложные деформации в зонах пластического течения, приведшие к некоторому повороту образцов.

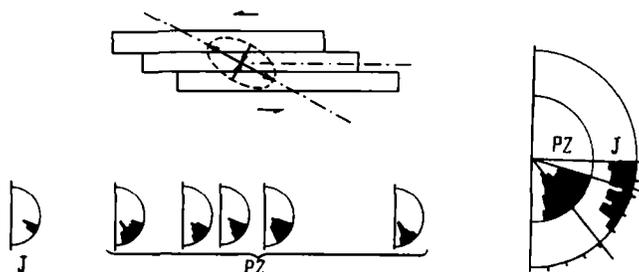
Как уже говорилось, одна из характерных особенностей дислокаций дизской серии — их северная вергентность (противоположная запрокидыванию юрских структур). Возникает вопрос, с чем это может быть связано? По многим признакам структура дизской серии Сванетии напоминает весьма характерные и сейчас уже хорошо изученные комплексы, образующиеся перед зонами поддвига — аккреционные призмы. Среди главнейших, типичных для них признаков обычно указывают многочисленные надвиги и взбросы, зоны хаотического нагромождения материала, асимметрию складчатости, признаки гравитационного растекания материала по склону, а также структуры, возникшие под влиянием активного воздействия внутриспоровых растворов [Moore et al., 1985, 1987]. Из всех перечисленных элементов не выявлены в дизской серии разве только последние, да и то, очевидно, потому, что на это пока не обращалось должного внимания при полевых работах. Исследователи аккреционной тектоники указывают на то, что складки в этих зонах при всем многообразии форм по типу принадлежат к концентрическим [Brueokner, Snyder, 1985]. Участки пластических деформаций и усложненной складчатости, отмечающиеся в ингурском разрезе, очевидно, не типичны для аккреционных призм и скорее всего являются наложенными, вторичными.

Необходимо отметить также, что еще одним характерным признаком аккреционных образований являются так называемые дуплекс-структуры, также уже подробнейшим образом изученные и описанные [Silver et al., 1985]. Механизм их образования связан с последовательным чешуйчатым нагромождением пластин, в комплексе образующих плоскую пачку, сверху и снизу также ограниченную надвигами и в целом как бы наползающую на аналогичную нижележащую серию чешуй. Вся эта система дислокаций, среди которых главенствующую роль, конечно, играют надвиги (в сочетании со



Р и с. 38. Схема образования основных ориентировочных структур

В кубических блоках условно показано удлинение кварцевых зерен, в кружках – генерализованные петроструктурные диаграммы оптических осей кварца. Стрелки – направление действующих сил. Внизу – обобщенный профиль дизской серии



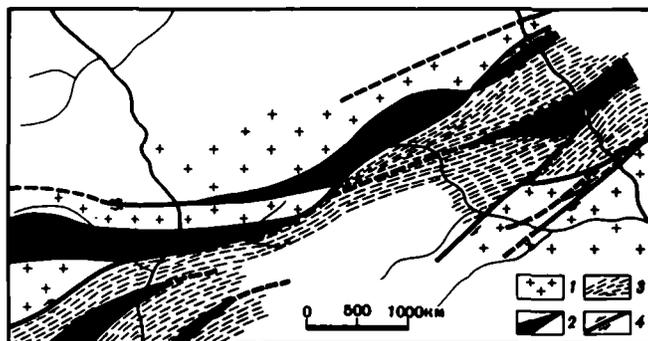
Р и с. 39. Ориентировка осей складок в юрских и доюрских толщах и схема положения эллипсоида деформаций в зоне левостороннего сдвига

Слева – диаграммы прогибов в отдельных точках, справа – обобщенная диаграмма. Черным показано относительное количество складок соответствующего направления

складками), продвигается в направлении, противоположном движению субдуцируемой плиты. Чешуйчатые структуры весьма характерны для рассмотренного разреза дизской серии, хотя отчетливая многоярусность сорванных пакетов, как это отмечается в других местах, здесь (возможно, в силу недостаточно хорошей обнаженности) не столь очевидна.

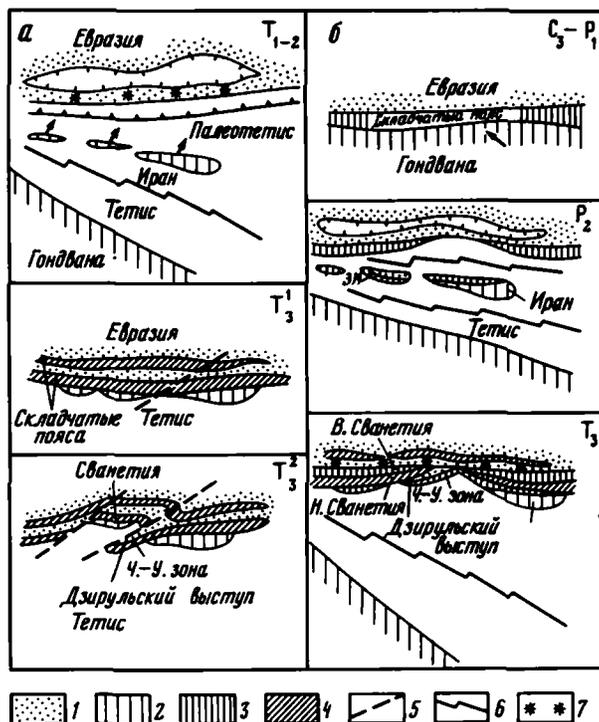
Если рассматривать структуру дизской серии как аккреционную, то ее следует связывать с наклоненной на юг поверхностью поддвига. Выше приводились данные, позволяющие рассматривать дизскую серию или ее большую часть как террейн, фрагмент пассивной окраины Гондваны. Деформация пород серии и их метаморфизм явились, очевидно, результатом столкновения этого террейна с активной окраиной Евразии в конце триаса. Примечательно, что в это же время произошло столкновение Иранского микроконтинента с Евразией, так что дизский террейн можно рассматривать либо как самостоятельную единицу, либо как западное продолжение Ирана. Вероятно, на заключительных стадиях сближения наряду с главной падавшей на север зоной субдукции возникла дополнительная зона поддвига под дизский террейн, что и привело к образованию севервергентной системы чешуй.

Чорчано-Уцлевская зона в структурном отношении представляет собой систему аллохтонных чешуй-блоков, образованных комплексами, чужеродными окружающим породам. То, что такая шовная структура возникла при сжатии, не вызывает сомнения. Очевидно, что офиолитовые комплексы могли быть выведены на поверхность путем обдуцирования. Примечательна общая ориентировка в плане выходов офиолитов и ассоци-



Р и с. 40. Структура северного фланга Чорчано-Ушлевской зоны

1 – герцинские граниты и мигматиты Дзирульского массива; 2 – серпентиниты; 3 – метасадки и метавулканиды Чорчано-Ушлевской зоны; 4 – сдвиги

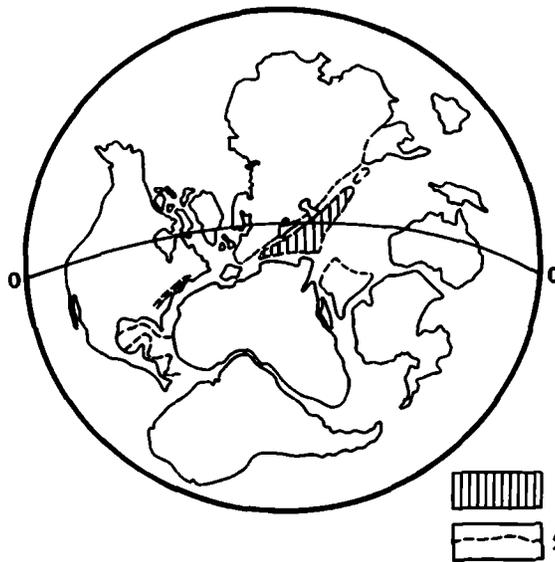


Р и с. 41. Схема эволюции западной части океана Тетис в позднем палеозое–триасе

а – модель А. Шенгёра [Şengör, 1979], с небольшими изменениями; б – модель с закрытием океана в конце палеозоя.

1 – Евразийская активная окраина; 2 – пассивная окраина Гондваны; 3 – позднегерцинский складчатый пояс; 4 – эокимерийский складчатый пояс; 5 – сдвиги; 6 – срединно-океанические хребты; 7 – вулканический пояс. ЗМ – Закавказский массив, ЧУ – Чорчано-Ушлевская зона

ирующих с ними филлитов, сланцев, мраморов. Они все в целом дугообразно изогнуты, рассечены системой субпараллельных очень крутых разрывов. Самые крупные тела серпентинитов приурочены к северо-западной границе зоны. Они ориентированы несколько под углом к общему простиранию структур, вклиниваясь в сопредельные гранитоиды и мигматиты Дзирульского массива в виде мощных линз и апофизов, как будто наследующих веерообразный пучок оперяющихся трещин (рис. 40). Структурная карти-



Р и с. 42. Пермская реконструкция с большим поворотом Гондваны против часовой стрелки
 1 – Иран, Афганистан и другие блоки; 2 – контуры континентальных блоков

на чрезвычайно напоминает ситуацию в зоне продольного сдвига, главная плоскость которого совпадает с направлением удлинения всей полосы дислокаций.

Герцинские посттектонические гранитоиды Дзирульского массива вовлечены в деформацию в Чорчано-Уцлевской зоне, тогда как раннеюрские толщи явно не затронуты ею. В предположительной форме можно связывать деформацию с эокиммерийской коллизией, имевшей сдвиговую компоненту и, возможно, сопровождавшейся вращением Дзирульского блока против часовой стрелки, установленным по палеомагнитным данным [Адамия и др., 1982]. Нынешнее положение Дзирульского массива к югу от Дизского террейна (Сванетия) связано, по нашему мнению, с последующими латеральными перемещениями блоков в ходе альпийского тектогенеза.

Эокиммерийская коллизия имела первостепенное значение для эволюции Кавказского сегмента Альпийского пояса. Деформации проявились не только в зоне Большого Кавказа, но и севернее, в Предкавказье и на Туранской плите, где в это время произошла инверсия в небольших окраинных бассейнах типа Мангышлакского. Произошло также резкое перемещение вулканического пояса из Предкавказья (триас) в Закавказье (юра), что было связано с блокировкой старой и образованием новой зоны субдукции после коллизии (см. рис. 35).

Установление эокиммерийской коллизии и присутствие соответствующих гондванских террейнов на Кавказе свидетельствуют в пользу справедливости модели А. Шенгера, связывающей закрытие океана палео-Тетис и раскрытие океана мезо-Тетис с движением "киммерийского континента" (цепи террейнов) (рис. 41). Однако существуют и более сложные модели, полностью исключать которые пока нельзя. Дело в том, что на периферии Гондваны – в Иране, Юго-Восточной Турции, Омане и даже в удаленных от Альпийского пояса районах Аравийского полуострова известны проявления герцинской деформации и метаморфизма [Перфильев и др., 1983; Glennie et al., 1974; Aistov et al., 1984; Geology..., 1984; Gwartzman, Weissbrod, 1984; Alsharhan, Kendall, 1986; и др.]. Эти факты можно было бы истолковать в пользу реконструкции пермской Пангеи, показанной на рис. 42 [Rickard, Belbin, 1980]. Подобная реконструкция диктует следующую схему развития западной части океана Тетис (см. рис. 41, б): 1) коллизия Гондваны и Евразии в позднем палеозое; 2) раскрытие двух ветвей океана

Тетис (главной и северной) в поздней перми—раннем триасе; 3) закрытие северной ветви в позднем триасе и одновременное широкое раскрытие главной ветви океана.

При выборе из двух моделей решающее значение имеют палеомагнитные данные. Они, как упоминалось, свидетельствуют против сближения Гондваны и Евразии в ранней перми, и потому в настоящее время предпочтение должно быть отдано модели Шенгёра. Герцинские деформации в периаравийском регионе можно объяснить кратковременным существованием активной окраины на периферии Гондваны в раннем карбоне, что косвенно подтверждается развитием кислых вулканитов и гранитоидов этого возраста в Иране, Битлисском (Юго-Восточная Турция) и Пелагонийском (Эллиниды) массивах.

ПОПЫТКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР С ПОЗИЦИЙ МОБИЛИЗМА

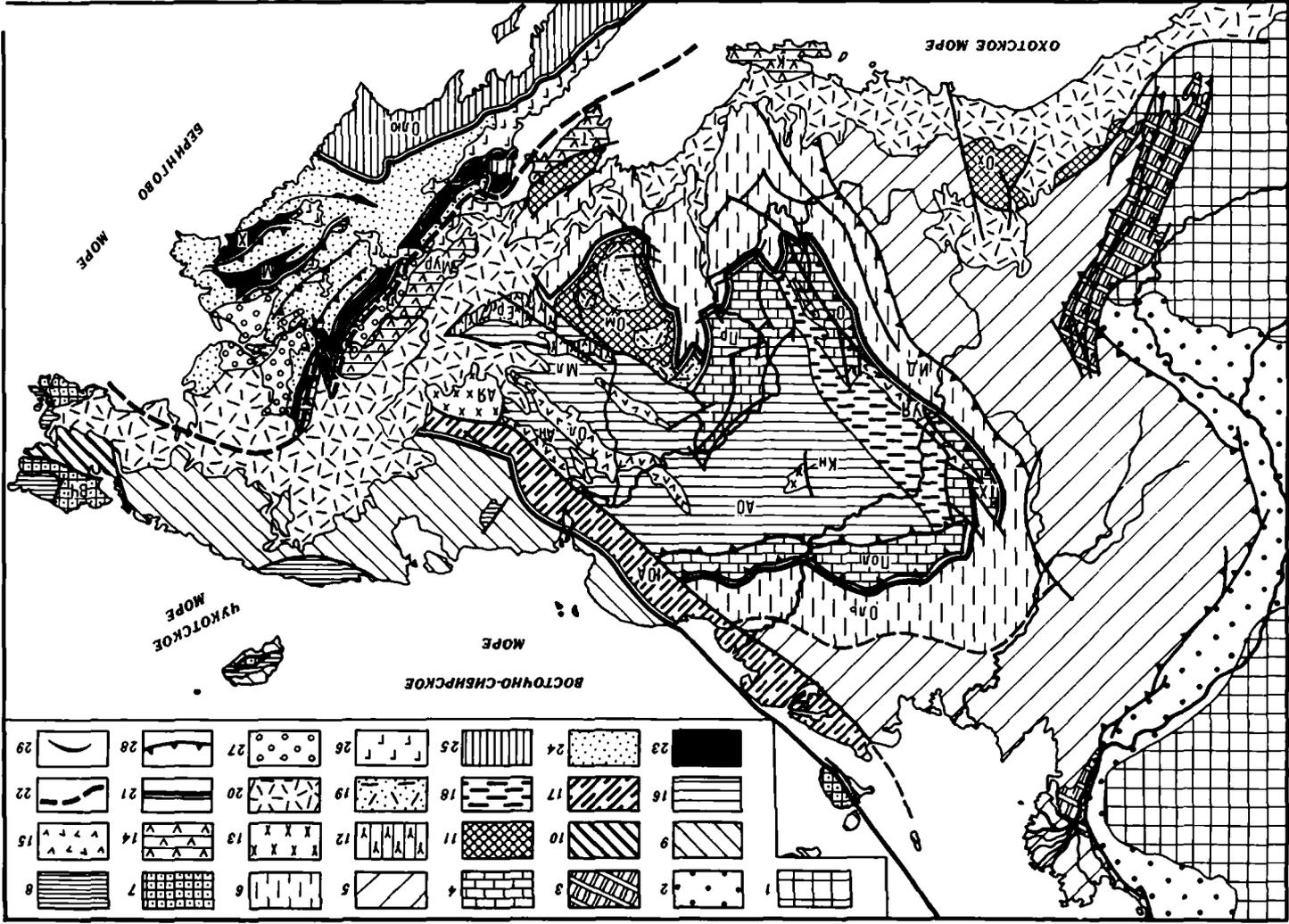
В настоящее время имеется достаточная информация, чтобы рассмотреть некоторые аспекты металлогении Северо-Востока СССР с позиций мобилизма. В основе предлагаемого анализа лежат факты пространственного сонахождения различных рудных формаций и тектонических структур, в том числе неместного происхождения, сгруппированных внутри и по окраине Восточно-Азиатского континента. Подобный синтез тектоники и металлогении Северо-Востока СССР предпринимается впервые.

Тектоническое районирование

Общий стиль тектоники Северо-Востока СССР определяется существованием с конца мезозоя двух сегментов — Западного и Восточного, разделенных Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. В пределах первого из них выделяются Верхоянская, Новосибирско-Чукотская и Индигиро-Колымская складчатые области. Восточный сегмент охватывает Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую системы (рис. 43).

Верхоянская область является окраиной Сибирского континента, где в рифейско-палеозойское и мезозойское время господствовало шельфовое осадконакопление. Деформациям она подверглась в конце мезозоя. Дистальные части этой пассивной окраины приурочены к Иньяли-Дебинской и Ольджойской зонам. В них развиты верхнетриасовые и юрские комплексы, которые представляют собой палеоаналоги отложений, выполняющих подножия и склоны материковых уступов. Со смежными структурами сохранились их бывшие связи. Так, Иньяли-Дебинская зона с юго-западной стороны тектонически соприкасается со складчатыми комплексами Верхоянского шельфа (Адыча-Тарынский шов), а с северо-восточной — с комплексами океанических бассейнов и островных дуг. Последние вместе с комплексами континентального склона подверглись вблизи швов столкновения наиболее интенсивным деформациям, сопровождавшимся внедрением гранитных батолитов.

Новосибирско-Чукотская область охватывает шельф, острова и побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также Анюйско-Чукотскую складчатую систему. Она принадлежит к Арктическому (Гиперборейскому) континенту, который по стилю тектоники, формационному выполнению, строению фундамента и по истории развития не сопоставляется с Сибирским [Тектоника континентальных..., 1980; Тильман, 1986]. В пределах этой области могут быть выделены структурные элементы различной геодинамической природы: основание континента (дорифейские комплексы Восточно-Чукотского массива, о-ва Врангеля, Новосибирских островов), его пассивная окраина, сложенная шельфовыми и рифтовыми формациями рифейско-палеозойского возраста, фрагменты мезозойских морских бассейнов на утоненной континентальной коре и остатки океанической коры, маркируемой базитами и ультрабазитами. Здесь зафиксированы три эпизода тектоно-магматической активности: сред-



29	28	27	26	25	24	23
22	21	20	19	18	17	16
15	14	13	12	11	10	9
8	7	6	5	4	3	2

неюрский, оксфорд-неокомский, среднемеловой. Они сопровождались складчатостью, образованием разломов, излиянием лав и внедрениями гранитоидных интрузий.

Индиги́ро-Колымская область находится между двумя крупными континентальными массивами и представляет собой сложно построенное мозаичное образование, состоящее из микроконтинентов, фрагментов островных дуг и окраинных морей и фрагментов океанической коры.

Для некоторых микроконтинентов, обладающих дорифеским фундаментом и полного дислоцированным рифейско-фанерозойским осадочно-вулканогенным чехлом (Охотский, Омолонский, Тайгоносский, Пареньский и другие более мелкие массивы), предполагается чуждое Сибири и Гиперборее происхождение [Зоненшайн, 1984], хотя имеется и иная точка зрения [Тильман, 1986]. Другие микроконтиненты – это блоки, сложенные шельфовыми и рифтогенными комплексами палеозоя (Приколымское, Полоусненское, Тас-Хаяхтахское, Омудевское и другие поднятия). Они были отторгнуты от края Сибирского континента в конце девона.

Фрагменты островных дуг находятся внутри и по периферии Индиги́ро-Колымской области. Они разновозрастны, представлены в современном плане поясами, полосами либо отдельными полями, сложенными известково-щелочными вулканами. Средневерхнепалеозойские вулканы и их туфы, сочетающиеся с горизонтами граувакк

Р и с. 43. Схема тектоники Северо-Востока СССР с элементами металлогении

Тектонические подразделения Западного сегмента: 1–6 – Сибирский континент: 1 – внутренняя часть древнего континента, область внутриплитной рудоносности (редкоземельные карбонаты, кимберлиты), 2 – Приверхоянский краевой пригиб (угленосный бассейн), 3 – краевые поднятия дислоцированных отложений шельфа пассивной окраины, область дивергентной рудоносности (стратиформные полиметаллы, медистые песчаники), 4 – отторгнутые от континента части шельфа, вошедшие в состав основания позднеюрской островной дуги (проявления дивергентной рудоносности (О – Омудевский блок, ТХ – Тас-Хаяхтахский блок, Пол – Полоусненский блок, Пр – Приколымский блок), 5 – дислоцированные и насыщенные коллизионными гранитоидами отложения подводной равнины на краю пассивной окраины (верхоянский комплекс), область конвергентной рудоносности, связанной с коллизией (золото, олово–вольфрам, ртуть, сурьма, полиметаллы); 6 – отложения дистальных частей подводной равнины, дислоцированные и пронизанные крупными батолитами гранитоидов (Оль – Ольджойская, ИД – Иньяли-Дебинская зоны), область коллизионной рудоносности (преимущественно золото, олово–вольфрамовое оруденение); 7–10 – Арктический континент: 7 – дорифейский фундамент, признаки внутриплитовой редкоземельной рудоносности (ВЧ – Восточно-Чукотский массив), 8 – отложения шельфа пассивной окраины с проявлениями дивергентной рудоносности, полиметаллы, 9 – дислоцированные отложения подводной равнины, насыщенные гранитами, область конвергентной рудоносности, связанной с коллизией (золото, олово–вольфрам, ртуть, сурьма, полиметаллы), 10 – неясной геодинамической природы зона с базальтами и ультрабазитами; 11–16 – область аккреционной тектоники, структурно оформившаяся до альбского века: 11 – срединные массивы (микроконтиненты: Ом – Омолонский, Ох – Охотский), внутриплитная редкоземельная минерализация, 12–16 – пояса и зоны островодужного известково-щелочного вулканизма, характеризующиеся субдукционной рудоносностью (колчеданно-полиметаллическое оруденение (Кууроко), золото): 12 – фрагменты палеозойских дуг (Мл – Молоджджинская, Ер – Еропольская зоны), 13 – фрагменты позднепалеозойских и мезозойских дуг с остатками океанического основания (Кн – Кинкельдинская зона, АЯ – Алучинско-Яркваамская зона), 14 – Кони-Мургальский пояс – позднепалеозойские, мезозойские дуги (К – зона Кони, Т – Тайгоносская зона, Мур – Мургальская зона), 15 – мезозойские островодужные пояса (УЯ – Уядинно-Ясачинский, Ол – Олойский, Ан – Анюйский), 16 – Алазейско-Олойская (АО) зона, область преимущественного развития отложений задуговых и преддуговых бассейнов с чужеродными блоками; 17 – Южно-Анюйская (ЮА) зона – фрагменты океанической коры и позднемезозойские островодужные образования, смешанный тип металлогении; 18 – отложения позднеюрского преддугового прогиба, дислоцированные, с признаками коллизионной рудоносности; 19, 20 – пояса и зоны наземного известково-щелочного вулканизма андийского типа, области конвергентной рудоносности, преимущественно субдукционной (золото-серебряное, медно-порфиоровое, молибденово-порфиоровое, ртутное оруденение): 19 – Кедонская зона (девон), 20 – Охотско-Чукотский пояс (средний мел); 21 – коллизионные швы (сутуры); 22 – граница Западного и Восточного сегментов. Тектонические подразделения Восточного сегмента: 23 – сложные зоны покровного строения, включающие фрагменты океанической коры, островных дуг, мелкие чужеродные блоки (ТП – Таловско-Пекульнейская, М – Майницкая, Х – Хатырская) со смешанной металлогенией; 24 – зоны, сложенные морскими олистостромово-флишевыми комплексами, с признаками коллизионной рудоносности; 25 – молодая аккреционная складчатая зона (Олю – Олюторская), включающая офиолиты и островодужные комплексы, смешанная металлогения (характерно медно-полиметаллическое оруденение); 26 – Западно-Корякско-Камчатский пояс известково-щелочного вулканизма андийского типа, проявления субдукционной рудоносности; 27 – неоген-четвертичные впадины; 28 – надрывы; 29 – крупные разломы различной природы

и терригенных пород, участвуют в строении Алазейского, Еропольского, Яракваамского, Моланджинского и других поднятий. Фрагменты дуг мезозойского возраста развиты в Уяндино-Ясачненском, Ангарском, Курьинском, Олойчанском и в некоторых других поясах. Крайне-морские комплексы и комплексы преддуговых прогибов представлены мощными толщами граувакк, вулканомиктового флиша с олистоstromами, терригенных пород, базальтов, андезито-базальтов и их туфов. В Олойской зоне такие формации распространены в бассейнах рек Куры, Кричальской, Ненкана, Орловки, а в Алазейской – в бассейне р. Седедемы.

Важная роль в строении Индигиро-Колымской области принадлежит офиолитам, маркирующим крупные коллизионные швы или подчеркивающим границы террейнов. Это офиолитовый пояс, протягивающийся вдоль хребта Черского (реки Уяндина, Мунилка, Уча, Увязка), известен также Алучинский пояс в Олойской зоне. Возможно, они имеют палеозойский возраст. Мезозойский офиолитовый пояс протягивается вдоль северо-восточного края Алазейско-Олойской системы и о-ва Большой Ляховский, продолжаясь в Южно-Ануйскую шовную зону.

Таким образом, в строении Западного сегмента участвуют многочисленные блоки различного происхождения и разных размеров, сложно и нередко бессистемно сопрягающиеся друг с другом.

Западный сегмент на юге и востоке ограничен Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Он резко дискордантно наложен на структуры сегмента, за исключением Берингоморского отрезка, где имеет место субширотное простирание вулканитов, примерно параллельное простиранию структур Чукотских мезозоид. Охотско-Чукотский пояс принадлежит к континентальным окраинам андийского типа и фиксирует заключительные этапы становления мезозойской континентальной коры в Западном сегменте. С востока к структурам Индигиро-Колымской области приречены образования Кони-Мургалского вулканического пояса, представляющие собой тектонически объединенные, сильно сжатые островодужные сооружения, имеющие возраст от позднего палеозоя до раннего мела. На п-овах Кони и Тайгонос, на Мургалском поднятии и в других районах развиты вулканиты и туфы преимущественно андезитового состава, чередующиеся в разрезах с морскими граувакками и терригенными породами. Они охарактеризованы верхнепалеозойской и мезозойской (до неокома включительно) фауной. На западе в тылу пояса находятся Гижигинская зона, охватывающая часть былых задуговых бассейнов. Фрагменты преддуговых прогибов обнаруживаются по осадочно-вулканическим формациям как внутри пояса, так и на восточном побережье Пенжинской губы, на правобережье р. Пальматкиной, в бассейне р. Кутинской и т.д.

Восточный сегмент обладает не менее сложным тектоническим строением. Тектоника Корякского нагорья в целом и отдельных ее зон охарактеризована в ряде публикаций [Александров, 1978; Очерки..., 1982; Григорьев и др., 1987]. Общепризнано существование двух групп структур. Первая из них объединяет Таловско-Пекульнейскую, Майницкую, Хатырскую и Олюторскую зоны. Они характеризуются ясно выраженным стилем аккреционной тектоники, подчеркиваемым широким развитием офиолитовых аллохтонов в сочетании с островодужными комплексами, полосами серпентинитовых меланжей, субдукционными и флишево-олистоstromовыми образованиями и др. В каждой из них в тектоническое соприкосновение приведены близкие по возрасту, но разноформационные комплексы вплоть до позднего мела, местами заключающие чужеродные блоки с позднепалеозойской, триасовой и титон-неокомской фауной, принадлежащей Тетической зоогеографической провинции [Тильман, 1987].

Зоны первой группы соседствуют со структурами второй группы – Пенжинско-Анадырской, Алгано-Великореченской, Алякватваамской и Укэлятской зонами, в которых преобладают терригенные, флишевые и молассоидные формации мела и палеогена, собранные в разнообразные складки и разбитые на серии тектонических пластин и чешуй. Среди них большая роль принадлежит отложениям крайне-морских бассейнов.

Восточный сегмент являет собой пример молодого аккреционного складчатого

пояса, еще не завершившего своего развития. Он периодически наращивал восточную окраину Сибирского континента. Первые следы столкновения здесь фиксируются в начале поздней юры. Последующее причленение разнородных образований к краю континента отмечено формированием окраинно-континентальных вулканических поясов: среднемелового – Охотско-Чукотского и кайнозойских – Западно-Камчатско-Корякского и Апуко-Вывенковского.

Все подразделение Западного и Восточного сегментов претерпели в ходе фанерозойской истории неоднократные горизонтальные перемещения и сгруппировались таким образом, что в конечном счете возникла структура, которую иногда именуют "тектоническим коллажем" [Monger, 1984]. Элементами коллажа являются террейны [Howell et al., 1985; Churkin et al., 1985; Tilman, 1987]. Авторы в качестве террейнов понимают чужеродные по отношению к какому-либо континенту блоки, сложенные только им свойственными структурно-формационными комплексами и оказавшиеся тектонически совмещенными в результате как конвергенции литосферных плит, так и их деструкции. Если они представляют собой крупные части континентов или океанических окраин, то их целесообразно именовать макротеррейнами (Чукотка, Индигиро-Колымская область, Корякское нагорье). Островодужные системы и срединные массивы (микроконтиненты) принадлежат к мезотеррейнам, а к микротеррейнам относятся многочисленные мелкие аллохтонные блоки различной геодинамической природы.

Например, Индигиро-Колымская область объединяет Алазейский, Олойский, Приколымский, Омолонский и другие мезотеррейны, а Селяннихское, Омулевское и Тас-Хаяхтаское поднятия, Алучинско-Яракваамский, Еропольский и другие блоки обособляются в качестве микротеррейнов. Такой же принцип районирования может быть распространен и на Анадырско-Корякскую складчатую систему, где мезотеррейнам отвечают тектонические зоны первой группы, состоящие, в свою очередь, из многочисленных микротеррейнов. Мезо- и микротеррейны в Корякском нагорье как бы впаены в флишево-олистостромовый матрикс, свойственный зонам второй группы, тем самым образовав своеобразную "гигантскую брекчию".

Очевидно, что комбинация террейнов разных рангов и типов не могла не сказаться на пространственном размещении эндогенных полезных ископаемых.

Геодинамические обстановки рудообразования

Металлогеническую специализацию структурных зон определяют геодинамические режимы, которые с течением времени претерпевали различные изменения. Они в первую очередь связаны с процессами дивергенции и конвергенции литосферных плит, а также с внутриплитной тектонической активностью. По этим главным критериям могут быть выделены соответственно рудные объекты дивергентного, конвергентного и внутриплитного классов, между которыми обнаруживаются весьма существенные различия. Они выражаются в наборе рудных формаций, условиях залегания и закономерностях размещения месторождений.

Рудоносность дивергентного класса проявляется в связи с континентальным рифтогенезом, развитием пассивных окраин, а также в связи с формированием новой коры в зонах океанического или задугового спрединга.

В Западном сегменте известен ряд стратиформных месторождений и рудопроявлений, связанных с рифтогенезом. Возраст месторождений и вмещающих их толщ различен: рифейско-раннекембрийский (Кыллахское поднятие и поднятие Туора-Сис), ордовикский (Рассошинская зона Омулевского поднятия), средне-позднедевонский (Сетте-Дабан), позднепалеозойский (Приколымье).

Типичными представителями данного класса оруденения являются месторождения и рудопроявления Рассошинской зоны Омулевского поднятия и Сетте-Дабана. Остальные перечисленные объекты в общих чертах с ними сходны.

В Рассошинской зоне выявлены два участка с колчеданно-полиметаллическим и

медным орудением: Булгутский и Агынджинский [Мерзляков, Шпикерман, 1985]. В первом из них колчеданно-полиметаллическое орудение приурочено к верхней части разреза булгутской осадочно-вулканогенной толщи, представленной туфами, туфобрекчиями и лавами трахибазальтов и трахитов с прослоями и линзами конгломератов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов и реже известняков. Толща охарактеризована граптолитами верхнего лландейло-карадока. Согласно В.М. Мерзлякову и В.И. Шпикерману [1985], рудопроявления представлены сульфидами свинца, цинка, железа и меди.

В Аганджинском участке рудоносная толща мощностью 750–900 м сложена пестрыми трахитами, трахиандезито-базальтами, туфами, алевролитами, песчаниками, аргиллитами, конгломератами и гравелитами, доломитами и известняками. Рудная минерализация, сосредоточенная в пластах серых песчаников, вкрапленная и прожилково-вкрапленная; имеются отдельные обособления массивных сульфидных руд в измененных вулканитах; ведущим рудным минералом здесь является борнит, затем следуют халькопирит и пирит.

На Сетте-Дабане медная минерализация приурочена к джалканской вулканогенно-осадочной серии [Левашов, 1973]. Вкрапленное орудение сосредоточено в трех горизонтах, наиболее перспективным из которых является верхний. Он прослеживается в северной части хребта в бассейне р. Менкюле, представлен фаменскими туфопесчаниками и туфоалевролитами. В пачке мощностью 30 м находятся сплошные вкрапленные и прожилковые халькозиновые, халькозин-борнитовые и халькопирит-халькозиновые руды [Геология СССР, 1979].

Охарактеризованные рудоносные горизонты и вмещающие их осадочно-вулканогенные толщи формировались на мелководных шельфах в условиях утонения и растяжения континентальной коры, сопровождавшихся подводными излияниями лав и выбросами их пирокластов. Весь "набор" пород в ордовике Рассошинской зоны и в девоне Сетте-Дабана отвечает континентальным рифтовым формациям.

С рудоносными рифтогенными формациями соседствуют разновозрастные, но разнофациальные отложения пассивной окраины, несущие полиметаллическое и (или) медно-полиметаллическое орудение. Среди отложений мелководного карбонатного шельфа они известны в юдомско-нижнекембрийских доломитах Кыллахского и Туор-Сисского поднятий, среди нижнепалеозойских, девонских и пермских карбонатно-терригенных отложений Омудевского поднятия (Тасканская зона), в нижнекаменноугольных карбонатных отложениях западного крыла Орулганского антиклинория.

Типичными для пассивной окраины Сибири являются позднедевонские эвапориты, известные вдоль западной окраины Северного Верхоянья и в Омудевском поднятии, а также осадочные гематитовые руды среди девонских доломитов Приколымского поднятия.

Среди толщ древней подводной равнины, окружавших Сибирский континент в позднем палеозое и мезозое (верхоянский комплекс) и отражавших самостоятельный крупный этап развития пассивной окраины, наибольший интерес представляет золотое орудение, тяготеющее к черносланцевым толщам, обогащенным органическим веществом. Обнаруживается пространственная приуроченность золотого орудения к дистальным частям продвигающейся в сторону океана окраины, в связи с чем в этом направлении оно переходит на все более высокие стратиграфические уровни. Кроме того, с толщами позднепалеозойской–мезозойской пассивной окраины связаны также мелкие проявления медистых песчаников.

Совершенно иной металлогенической специализацией обладают тела ультрабазитов и габбро, связанные с процессами океанического или задугового спрединга. В аллохтонных массивах дунитов и гарцбургитов ныне имеются вкрапленные и сплошные хромитовые руды. Размываемые массивы гипербазитов и зоны серпентинитового меланжа являются источниками комплексных россыпей золота, платины и платиноидов.

С кремнисто-вулканогенными образованиями, венчающими офиолитовые разрезы,

связаны медно-сульфидные и медно-цеолитовые руды. В Западном сегменте их отдельные проявления зафиксированы в палеозойских отложениях хребта Черского, в Алуинско-Яракваамском блоке и на Восточной Чукотке. В Корякском нагорье (Восточный сегмент) их носителями являются кингвеевская свита в Пенжинском кряже, пекульневеевская в одноименном хребте, чирынайская серия в Майницкой зоне, яранайская свита в Хатырской зоне и ватынская серия в Олюторской. Возраст кремнисто-вулканогенных формаций на севере и западе Корякского нагорья позднеюрский—неокомский, а на юге и востоке — преимущественно сенонский. Указанные подразделения построены примерно однотипно. В их составе преобладают толеитовые базальты, яшмы, кремни, линзы и прослой известняков; в подчиненном количестве присутствуют туфогенные песчаники и алевролиты, горизонты терригенных пород.

Рудоносность конвергентного класса включает большинство промышленных месторождений цветных и благородных металлов на Северо-Востоке СССР, сосредоточенных в тектонических зонах, которые образовались на границах сближения литосферных плит. Среди них могут быть выделены месторождения, возникшие над зонами субдукции, месторождения, образование которых связано со столкновением континентальных блоков с островными дугами или континентальных блоков друг с другом, т.е. при формировании складчатых поясов. Следовательно, можно говорить о субдукционной и коллизионной рудоносности.

Субдукционная рудоносность отчетливо проявлена в ископаемых островных дугах Западного и Восточного сегментов (Уяндино-Ясачненская, Кони-Мургальская, Ангарская, фрагменты дуг в Корякском нагорье), но особенно в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

В вулканических поясах островодужного типа размещаются медно-порфировые, колчеданно-полиметаллические (типа Куроко) и золото-серебряные рудопроявления. Медно-порфировое оруденение локализуется в эндо- и экзоконтактах граносиенитовых и гранит-гранодиоритовых интрузивов с вмещающими породами позднеюрского—раннемелового возраста (Примагаданский, Мургальский и Тяньюрерский отрезки Удско-Мургальской дуги, Баймско-Бургахчанский узел Ангарского пояса). Для проявлений медно-порфировой формации характерными морфологическими типами являются штокверки, минерализованные зоны дробления с прожилково-вкрапленным оруденением.

Примером колчеданно-полиметаллического месторождения является Ходойдохское, локализованное в кимеридж-нижневолжских толщах Уяндино-Ясачненского пояса. Породы, вмещающие рудные тела, представлены песчано-глинистыми сланцами, чередующимися с туфопесчаниками, туфами и лавами липаритов. Основными рудными минералами здесь являются сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и борнит. В зависимости от преобладания тех или иных минералов выделяются два основных типа руд: халькопирит-галенит-сфалеритовый и пирит-халькопиритовый. Руды первого типа преимущественно массивные, реже полосчатые и приурочены к флангам, к висячему и лежащему бокам рудного тела. Центральные части тела сложены пирит-халькопиритовыми рудами, менее богатыми и характеризующимися нечетко выраженной полосчатой текстурой [Геология СССР, 1979].

Золото-серебряная формация островных дуг тяготеет к вулканитам кислого состава, подвергшимся активным процессам гидротермального метасоматоза. Оруденение приурочено к кварцевым, адуляр-кварцевым и кварц-карбонатным жилам и прожилковым зонам и контролируется сближенными субпараллельными разломами и оперяющимися их трещинами. Процесс формирования золото-серебряных месторождений и проявлений в ископаемых островных дугах не одноактный, а укладывается в несколько этапов минералообразования; отсюда произошло наложение более поздних фаз на ранние, в результате чего образовались рудные тела со сложными текстурами и минеральными ассоциациями.

В окраинно-материковых поясах андийского типа (Охотско-Чукотский, Западно-

Камчатско-Корякский) выделяются вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные месторождения. В совокупности они образовали сложный рудно-формационный ряд. Например, внутри Охотско-Чукотского пояса преобладает группы вулканогенных месторождений, а по его внешней периферии, обращенной в сторону Западного сегмента, или в поперечных (трансформных) ответвлениях — вулканогенно-плутоногенные.

Месторождения вулканогенного класса пространственно и, вероятно, генетически связаны с полями развития лав, пирокластов и гидротермально измененных пород. Представителями этой группы во внешней зоне пояса являются месторождения преимущественно с литофильной геохимической специализацией. Они включают золото-серебряную, золото-сфалерит-галенитовую, золото-сульфидно-антимонитовую, олово-полиметаллическую, олово-серебряную, сурьмяно-ртутную и некоторые другие формации [Шило, Сидоров, 1967; Сидоров, Найбородин, 1968; Шило и др., 1978].

Вулканогенно-плутоногенный класс объединяет месторождения, характеризующиеся смешанной геохимической специализацией, но с тенденцией преобладания халькофильных элементов. Для него характерны золото-редкометалльная, золото-серебро-висмут-теллуровая и золото-серебряная формации. Последняя, как видно, космополитна, так как находит распространение в разных вулканических зонах. Каждая из перечисленных формаций прямо или косвенно связана с интрузиями и характеризуется специфическими околорудными изменениями. Так, золото-редкометалльная формация обнаруживает генетическую связь с гипабиссальными гранитоидами и сопровождается грейзеновыми кварцитами. Золото-серебро-висмут-теллуровая формация находится в пространственной и генетической связи с гипабиссальными и субвулканическими плагиогранит-гранитными интрузиями, а околорудные изменения представлены гидротермальными пропилитами и кварцитами. Те же связи, но менее ясные, выявляются применительно к золото-теллуровой формации; для последней характерны околорудные изменения в виде низкотемпературных пропилитов и аргиллитов. Связь золото-серебряной формации с интрузиями, по-видимому, только парагенетическая [Шило, Сидоров, 1967; Шило, 1985].

Металлогения внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса изучена еще недостаточно, однако сейчас уже очевидно, что она характеризуется сочетанием как литофильных, так и халькофильных элементов. Главнейшими металлами остаются золото и серебро, но уже в ассоциации с теллуrom, медью и молибденом. Рудопроявления и минерализованные зоны располагаются в базальтах и андезито-базальтах и контролируются протяженными разломами северо-восточного простирания.

Сказанное о рудоносности Охотско-Чукотского пояса может быть в общих чертах распространено и на Западно-Камчатско-Корякский палеогеновый вулканогенный пояс, с той лишь разницей, что некоторые существенные его особенности детально еще не выявлены и нуждаются в дальнейшем изучении.

Коллизионная рудоносность характеризуется преимущественно сиалическим профилем, независимо от того, в каком из сегментов она проявилась. В Западном сегменте в столкновение были вовлечены крупные блоки с континентальной корой, результатом чего явилось выплавление больших масс палингенных гранитоидов, сгруппированных в протяженные пояса. Наиболее представительным из них является Яно-Колымский пояс длиной 800 км. В Восточном сегменте в столкновение пришли более мелкие и более разнообразные по своей природе блоки: фрагменты островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов. Континентальные блоки развиты здесь ограниченно.

В пределах Верхоянской и Новосибирско-Чукотской областей коллизионная рудоносность обнаруживает латеральную зональность. Вблизи швов столкновения локализуются золоторудные проявления, а по мере удаления от них — олово-вольфрамовые, ртутные и сурьмяные, а затем полиметаллические.

Золотое оруденение включает золото-кварцевую (малосульфидную), золото-редкометалльную и золото-сульфидную формации. Они представлены различными структурно-морфологическими типами; кварцево-жильным, прожилковых зон и штокверко-

вым. Возрастной диапазон формирования золоторудных проявлений гораздо шире, чем это представлял Ю.А. Билибин, и охватывает до-, син- и послетриасовую фазы, которые проявлялись в течение всего раннемелового коллизионного этапа. Некоторые из перечисленных золоторудных формаций (золото-редкометаллическая) пространственно и, возможно, генетически связаны с небольшими телами диоритов и гранодиоритов [Шило, 1985].

Оловянно-вольфрамовые рудопоявления, размещенные в складчатых структурах верхоянского комплекса, представлены касситерит-вольфрамит-кварцевой и силикатной формациями. Около палеозойских поднятий находятся месторождения скарнового типа. Оловянно-вольфрамовое оруденение в течение всего коллизионного этапа проявлялось почти непрерывно, однако его максимум пришелся на средний-поздний мел. Рассматриваемые типы оруденения обнаруживают непосредственные связи с калиевыми лейкократовыми гранитами.

Металлогения Восточного сегмента в эпохи коллизии преобрела смешанный характер, особенно свойственный тектоническим зонам Корякского нагорья. В блоках с континентальной или близкой к ней корой известны рудопоявления касситерит-вольфрамит-силикатной, ртутной, золото-кварцевой и золото-полиметаллической формаций. А сложно построенные пластины с другими типами коры вмещают медно-вольфрамовое, никель-кобальтовое, полиметаллическое, золото-сульфидное, ртутно-полиметаллическое и другое оруденение. К ним, в частности, могут быть причислены Тамватнейская, Кэнкэренская, Эконайская, Пикасваямская и другие аллохтонные пластины. Главная эпоха рудообразования в Корякском нагорье, связанная с коллизией, пришлась на маастрихт-палеоген, когда совершилось ссучивание и покровообразование.

В Восточном сегменте относительно выдержанные металлогенические зоны не характерны в связи с его сложным мозаичным строением; оруденение здесь группируется в виде разобщенных рудных узлов.

Внутриплитная рудоносность проявлена далеко от границ литосферных плит. Возможно, она связана с их прохождением над горячими точками в мантии, как считают многие исследователи, однако не исключены и иные интерпретации.

В рассматриваемом регионе внутриплитная рудоносность проявлена в крайне незначительных масштабах. По сути дела, она ограничивается редкоземельной минерализацией в древнем фундаменте микроконтинентов.

Основные закономерности размещения оруденения и рудоконтролирующие структуры

Из сказанного следует, что при металлогеническом анализе необходимо постоянно учитывать геодинамические условия образования структурно-вещественных комплексов, их первоначальные и конечные пространственные соотношения, процессы их преобразования (складчатость, метаморфизм, интрузивный магматизм).

Геологическим комплексам, возникшим в одинаковых геодинамических обстановках, свойствен сходный набор рудных формаций, с чем следует считаться при оценке потенциальной рудоносности тех или иных районов.

Так, девонские вулканиты Омолонского микроконтинента (кедонская серия), которые принадлежат к части былой протяженной активной окраины, столь же перспективны на золото-серебряное оруденение, как и вулканиты другого, более молодого и намного более протяженного мелового Охотско-Чукотского пояса. Отсюда поля гидротермально измененных игнимбритов и экструзивные образования кислого и среднего состава в бассейне р. Кедона заслуживают пристального внимания как первоочередные объекты. Среди многочисленных островодужных вулканитов различного возраста необходимо усилить поиски колчеданно-полиметаллических руд типа Куроко.

С вулканоплутоническими комплексами конвергентных границ литосферных плит отчетливо связано медно-молибденовое порфировое оруденение. Существенно медные

руды тяготеют к фронтальной части вулканических поясов, маркирующих активные континентальные окраины прошлого и связаны с интрузиями главным образом габбро-диорит-гранодиоритовой формации, тогда как медно-молибденовые и молибденовые локализуются в интрузиях габбро-монзонит-сиенитовой формации в тыловых частях этих же поясов. Молибденовые порфировые руды обычно наиболее удалены от фронтальных частей вулканических поясов и приурочены к участкам рифтогенных структур.

Ртутные руды четко связаны с конвергентными границами плит, их локализация обусловлена надвигами, экранирующая роль которых обуславливает промышленные скопления этого подвижного элемента.

Стратиформные руды свинца и цинка тяготеют к доломитовым толщам древнего шельфа. Оруденение выражено линейными зонами, подчиненными параллельным им зонам разломов с проявлениями щелочного базальтоидного вулканизма, т.е. оно связано с процессами растяжения пассивной окраины.

Появление "смешанной" металлогении обусловлено сменой геодинамических обстановок. Например, пассивная окраина превращается в результате коллизии в складчатое сооружение, насыщенное интрузиями гранитов, а по прошествии значительного времени она претерпевает растяжение и раскол в результате рифтогенеза. Следовательно, можно ожидать в таком регионе оруденение трех металлогенических эпох; каждой из них будет отвечать своя металлогеническая специализация.

И все же основная металлогения на Северо-Востоке СССР, как упоминалось выше, была обусловлена коллизией.

Прежде всего следует подчеркнуть значение главных швов столкновения, называемых сутурами. Они возникают на месте бывших зон субдукции и, таким образом, для структурной и магматической зональности являются определяющими и соответственно влияют на расположение металлогенических рудных зон, поясов, узлов.

Выше уже говорилось о зональном расположении оруденения в Верхояно-Колымской области. Такие, например, оловоносные зоны, как Полоусненская, Индигиро-Колымская, Янская и другие, образовали дугу, параллельную крупному коллизионному шву (шов хребта Черского), к западу от которого располагается деформированная и насыщенная гранитами бывшая пассивная окраина Сибирского континента. Кроме того, существует ряд поперечных к простиранию складчатых структур верхоянского комплекса оловоносных зон, например Адычанская, Тас-Кыстабытская и др. Они хорошо увязываются с Верхоянской складчатой дугой, возникшей при вторичном изгибе, которая, в свою очередь, обусловила появление веера крупных поперечных разломов. Этот изгиб своим образованием обязан столкновению окраины Сибири с Новосибирско-Чукотским континентальным массивом на севере и упоминавшимся мезотеррейнами на востоке и юго-востоке [Зоненшайн, 1984].

При поисковых работах следует обращать также внимание на структурные особенности локализации оруденения, вытекающие из особенностей геодинамического развития региона.

Так, для осадочных руд дивергентного класса характерно конформное залегание относительно вмещающих пород. Вкрапленные, прожилково-вкрапленные и сплошные массивные рудные тела ориентированы параллельно напластованию осадочных и вулканогенно-осадочных пород и совместно с ними участвуют в складчатости. В карбонатных отложениях среднего палеозоя рудные тела образовали межпластовые залежи, находящиеся внутри крутых моноклиналей. Хорошо вписываются согласные залежи полиметаллических руд в складчатую структуру Сарданинского узла (Кыллахское поднятие).

Руднопроявления, связанные с рифтогенезом, обнаруживают подчас четкую связь с разломами, возникшими на ранних стадиях растяжения. Это сказалось, в частности, на линейном расположении девонских карбонатитовых тел вдоль зоны Бурхалинского разлома на Сетте-Дабане.

Размещение вулканогенных рудных формаций, связанных с процессами субдукции, контролируется протяженными продольными, поперечными и кольцевыми раз-

ломами, рассекающими различные по составу толщи вулканитов. Наибольшее значение имеют пограничные швы, разделяющие пояс на зоны распространения толеитового и известково-щелочного калиевого вулканизма. В качестве типичного примера может быть приведен Анадырский линеамент в Охотско-Чукотском поясе, вдоль которого концентрируется разнообразное оруденение [Белый, Тильман, 1967]. Интересны также нарушения, поперечные по отношению к поясу. Часто они размещаются около вулканических поднятий, в центральных частях которых на современном эрозионном срезе обнажаются плутоны гранитоидов. Окружающие интрузивы поля вулканитов нарушены, в свою очередь, сложной сеткой разломов. В результате возникли рудные узлы изометричной формы, обнаруживаемые по геохимическим ореолам рассеяния разнообразных элементов.

К локальным рудоконтролирующим структурам в Охотско-Чукотском поясе и в островных дугах принадлежат периферические части компенсационных прогибов и просядов, длительно развивающиеся куполовидные поднятия, кальдеры и некоторые другие вулканические аппараты. Вокруг них часто сгущается сетка кольцевых или радиальных разломов, к которым приурочены полосы и поля средне- и низкотемпературных пропилитов, вторичных кварцитов и аргиллизитов [Белый, Тильман, 1967; Сидоров, Найбородин, 1968].

Рудные месторождения, образовавшиеся в связи с процессами сближения литосферных плит, почти всегда контролируются разрывными нарушениями различных типов. К их числу, например, могут быть отнесены Адыча-Тарьинский, Брюгандинский и другие разломы, контролирующие размещение сурьмяного оруденения в Восточной Якутии. На стадии развития пассивной окраины некоторые из них в виде сбросов срезали внешний край континентального склона и оказывали влияние на распределение фаций и мощностей триасовых терригенных отложений. В эпоху меловой коллизии эти разломы подновились и стали проявлять себя в виде мощных зон дробления и смятия, оказавших существенное влияние на локализацию оруденения.

Анализ рудоконтролирующих структур и их местоположения в пространстве позволяет сформулировать следующие главные положения.

1. Рудные объекты с различной металлогенической специализацией оказываются тектонически совмещенными в пределах структурных подразделений различных рангов. Так, Алучинско-Яракваамский блок, объединяющий офиолитовую пластину, островодужные вулканиты, небольшие клинья дорифейских метаморфических пород, а также вулканиты Охотско-Чукотского пояса, характеризуются совмещением рудопроявлений фемического, смешанного и сиалического профиля. Севернее Омолонского массива совмещены рудопроявления, свойственные рифтовым зонам, островным дугам, блокам с континентальной корой и поясам андийского типа. Не менее сложные латеральные переходы такого типа выявляются в пределах хребта Черского. В Корякском нагорье могут быть обнаружены пространственно совмещенные офиолитовые, островодужные и континентальные рудные формации. Число подобных примеров можно было бы умножить.

2. Прежние представления о рудной латеральной зональности Тихоокеанского пояса, о металлогенических эпохах и циклах, доорогенной и орогенной металлогении нуждаются в существенных коррективах, если подходить к анализу структур и формаций с мобилистских позиций.

3. Очевидно, что предпринятый краткий синтез тектоники и металлогении Северо-Востока СССР влечет за собой и новый подход к поискам и прогнозным оценкам минерального сырья.

КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА И ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СЕГМЕНТ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ: СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕКТОНИКА

Сейсмичность Алеутской островной дуги является одной из самых высоких на Земле, что делает этот регион прекрасным объектом для изучения современной геодинамики зоны перехода от океана к континенту. К настоящему времени здесь накоплен большой фактический материал, который послужил основой для выяснения строения сейсмофокальной зоны [Engdahl, 1977; Davies, House, 1979; Hanksson, 1985], определения смещений в очагах землетрясений [Балакина, 1979; Stauder, 1968a, b; Newberry et al., 1986] и долгосрочного сейсмического прогноза [Kelleher, 1970; Sykes, 1971; Sykes et al., 1980].

Однако в большинстве работ, посвященных исследованию сейсмичности Алеутской дуги, по нашему мнению, мало внимания уделялось рассмотрению связи распределения землетрясений с особенностями тектонического строения. В тех случаях, когда подобное сопоставление проводилось, оно ограничивалось или конкретными землетрясениями [Mogi, 1968; Spence, 1977], или определенными структурами, например такими, как поперечные каньоны [La Forge, Engdahl, 1979] и террасы [Nishenko, McCann, 1979].

В настоящей работе делается попытка более широко рассмотреть этот вопрос, увязав наблюдаемую картину сейсмичности с тектоникой и характером движения плит на этой границе. Мы полагаем, что такой анализ может оказаться полезным не только для выяснения природы сейсмичности, но и для целей долгосрочного сейсмического прогноза. В качестве объекта исследований были выбраны западный ($164,5-172^\circ$ в.д.) и центральный (172° в.д. — 164° з.д.) сегменты, которые включают Алеутский хребет, увенчанный группами островов (с запада на восток): Командорскими, Ближними, Крысьими, Андреевскими и Лисьими.

Основные особенности сейсмичности Алеутской дуги

При изучении сейсмичности Алеутской островной дуги использовались данные из каталога NEIS за период 1963–1981 гг. с $M_b \geq 5$ и $H \leq 70$ км.

Эпицентры мелкофокусных землетрясений Алеутской дуги, которые отражают характер взаимодействия между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами, образуют пояс шириной около 200 км. Этот пояс охватывает не только приостровный склон дуги, но также ее тыловую область и желоб (рис. 44, см. вкл.). Достаточно давно отмечалось, и это видно на рис. 44, что все события Алеутского сейсмического пояса отчетливо подразделяются на две группы [Stauder, 1968a]. Первая группа занимает относительно широкую область приостровного склона желоба, а вторая, более узкая, протягивается вдоль желоба и его океанического склона. Подобная пространственная разобщенность эпицентров отмечается также для всех крупных событий данного региона. Так, афтершоки сильнейшего землетрясения (4.2. 1965 г.) вблизи Крысьих островов хорошо подразделяются на две независимые группы, расположенные соответственно на приостровном и приокеаническом склонах Алеутского желоба [Stauder, 1968a]. Дополнительно можно выделить третью группу событий, эпицентры которых прослеживаются в тылу островов Командорских и Ближних. Поскольку даже по характеру распределения землетрясений и их плотности очевидно, что выделяемые группы отличаются друг от друга, то ниже взаимоотношения между сейсмичностью и тектоникой мы рассмотрим отдельно для каждой из них.

Океанический склон Алеутского желоба

В пределах Алеутского глубоководного желоба и его океанического склона регистрируются только мелкофокусные землетрясения с глубиной очага менее 60–80 км. Характер сейсмичности для событий с $M_b \geq 5$ здесь сильно меняется вдоль простира-

желоба: имеются как участки скопления эпицентров землетрясений, так и области с почти полным их отсутствием. Тем не менее группу событий, приуроченных к океаническому склону, в качестве единого пояса можно достаточно уверенно проследить с востока на запад, по крайней мере до 173° в.д. (см. рис. 44).

Магнитуда землетрясений на океаническом склоне желоба может быть достаточно высокой, так, например, толчок 30.2. 1965 г. имел магнитуду (M_S), равную 7,5, и по распределению афтершоков и выделившейся энергии предполагается, что разрыв здесь вспорол всю хрупкую часть литосферы [Abe, 1972]. Исследование фокальных механизмов землетрясений вблизи желоба [Stauder, 19686] показало, что подвижки в очагах являются сбросовыми по плоскостям, круто падающим в сторону дуги или под океан (рис. 45). Оси растяжения горизонтальны и ориентированы перпендикулярно к простиранию оси желоба.

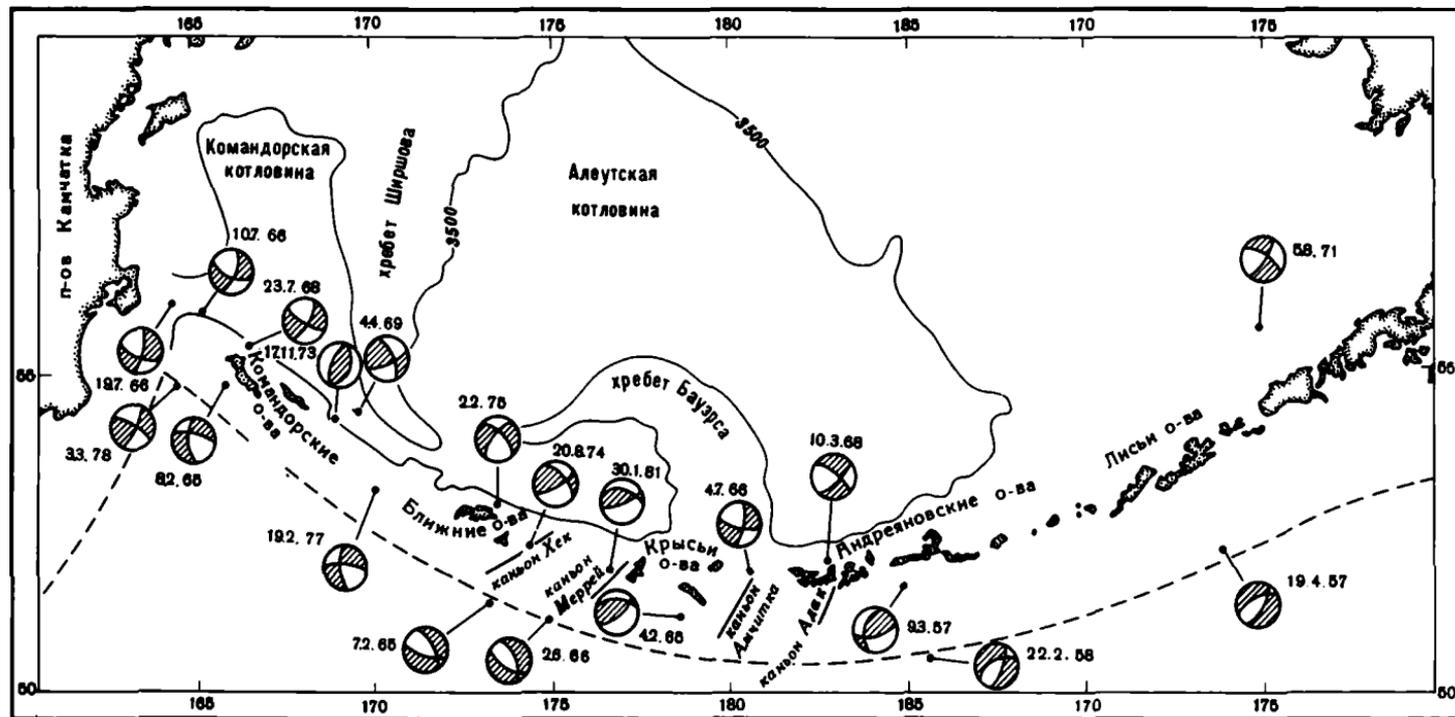
На основании этих данных, а также наличия на склоне желоба грабенообразных структур была предложена модель изгиба плиты перед ее погружением в желоб [Isaks et al., 1968], которая объяснила возникновение обстановки растяжения в пределах верхней части литосферы. Вместе с тем при изгибе плиты напряжения, действующие глубже в литосфере, должны быть сжимающими. Последнее подтвердилось при работе с донными сейсмографами в центральной части Алеутской дуги: [Frolich et al., 1980], где было показано, что на океаническом склоне желоба землетрясения группируются в двух зонах: на глубинах менее 13 км и 30–50 км, причем верхняя зона характеризуется растягивающими напряжениями, а нижняя – сжимающими.

Как отмечалось выше, землетрясения с $M_b \geq 5$ на океаническом склоне желоба западнее 173° в.д. отсутствуют. Этот факт подтверждает представление о том, что Командорский отрезок Алеутской дуги является трансформным разломом [Cormier, 1975]. Тихоокеанская плита только скользит вдоль этого участка с Северо-Американской плитой, а ее изгиб и связанная с ним сейсмичность здесь отсутствуют и возникают только там, где происходит поддвиг, т.е. восточнее. Сейсмичность вновь появляется только на самом западном окончании Алеутского желоба, но для этой группы событий механизмы очагов землетрясений отличаются от механизмов, рассмотренных выше и характеризуются преобладанием сдвиговой компоненты смещения. При этом одна из возможных крутопадающих поверхностей разрыва располагается практически параллельно простиранию желоба, а другая ориентирована вкрест его простирания (см. рис. 44,3,3. 1978 г.).

Данные по строению зоны сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов [Карп и др., 1983; Селиверстов, 1983] свидетельствуют о сильной раздробленности океанического склона последнего серией разломов запад-северо-западного простирания, субпараллельных оси желоба. В связи с этим есть все основания в качестве разрыва выбирать первую нодальную плоскость, смещения по которой будут правосторонними. Такой характер подвижек дает основание полагать, что сейсмическая активность может возникать здесь не за счет изгиба плиты, а в силу других причин.

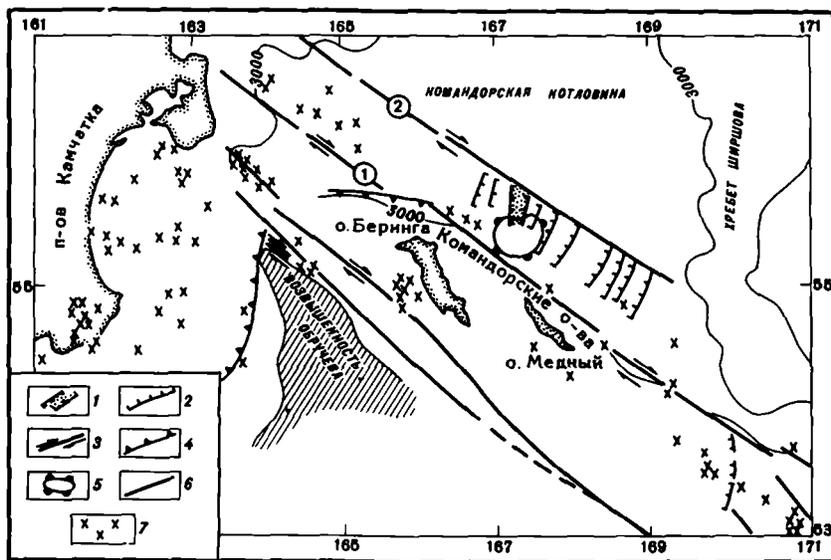
Со стороны Тихого океана к Курило-Камчатскому и Алеутскому желобам подходит возвышенность Обручева, северо-западное окончание которой вклинивается в точку их сочленения (рис. 46), так что поднятия акустического фундамента, приуроченные к возвышенности и имеющие субширотное или северо-западное простирание, следятся под осадками, заполняющими Курило-Камчатский желоб [Ghibidenko et al., 1983]. Это дает основание полагать, что северо-западный выступ возвышенности Обручева при подходе к зоне субдукции упирается в континентальный склон Камчатки и на его острие возникают деформации, приводящие к сколовым разрывам в океанической плите и к появлению сейсмической активности. По-видимому, наиболее благоприятным местом для этого является океанический склон Алеутского желоба в силу его раздробленности за счет изгиба плиты, который имел место несколько восточнее, до того как данный участок плиты сместился в свое современное положение.

Разломы, которые возникают на океаническом склоне желоба при изгибе плиты,



Р и с. 45. Механизмы очагов землетрясений Алеутской островной дуги. Проекция на нижнюю полусферу, заштрихованы квадранты сжатия (использованы данные из работ Л.М. Балакиной [1979], Б.В. Баронава, Л.И. Лобковского [1983])

Пунктиром показана ось желоба. Дана изобата 3500 м



Р и с. 46. Тектоническая схема западного сегмента Алеутской дуги (составлена с использованием данных Н.И. Селиверстова [1983], Н.И. Селиверстова и др. [1988])

1 – осевой грабен; 2 – сбросы; 3 – сдвиги; 4 – взбросы, надвиги; 5 – вулканический массив; 6 – зоны разломов: 1 – Беринга, 2 – Альфа; 7 – эпицентры землетрясений. Дана изобата 3000 м

отчетливо дешифрируются на изображениях сонара бокового обзора "Глория" в виде ряда хребтиков и уступов, ориентированных параллельно оси желоба или под острым углом к ней [Bohannon et al., 1987; Karl et al., 1987].

Таким образом, можно считать, что сейсмическая активность на океаническом склоне Алеутского желоба обусловлена главным образом изгибом литосферной плиты перед ее погружением в зону поддвига и исчезает там, где подвиг сменяется правосторонним сдвигом. Сейсмичность за западном окончанием желоба, по-видимому, связана с другими причинами, например с возникновением сколовых деформаций за счет столкновения возвышенности Обручева с Курило-Камчатской зоной субдукции.

Тыловая часть Алеутской дуги

Пояс мелкофокусных землетрясений в тылу дуги является, может быть, и не очень выразительным, но все же различимым, и для событий с $M_b \geq 5$ его можно проследить к западу от Ближних островов ($174,5^\circ$ в.д.) вплоть до о-ва Беринга (164° в.д.) (см. рис. 44). Сейсмичность этого пояса является не очень высокой, и максимальная магнитуда (M_S), зарегистрированная для события 2.2. 1975 г. к северу от о-вов Ближних, составляла 7,6. Эпицентры землетрясений в тылу дуги располагаются главным образом вблизи основания островного склона.

Северный склон Алеутского хребта, особенно в пределах западного сегмента дуги, прямолинейный и крутой, что послужило основанием, исходя только из морфологии, приписывать ему разломную природу [Gates, Gibson, 1956].

В. Кормьер [Cormier, 1975], а вслед за ним и другие авторы [Баранов, Лобковский, 1983; Zobin, Simbereva, 1977], изучавшие фокальные механизмы землетрясений в тылу дуги, пришли к выводу, что их очаги характеризуются главным образом сдвиговыми смещениями, причем характер подвижек является правосторонним, если разрыв соответствует подалная плоскость, параллельная простираению склона (см. рис. 45). Падение этой плоскости очень крутое и углы наклона могут превышать 60° ; иногда наблюдаются значительная вертикальная компонента сжатия, если плоскость разрыва

падает под дугу, и растяжения, в том случае, когда она наклонена в сторону котловины. Подобные взаимоотношения дают основание полагать, что направление вертикальной компоненты смещения, если она существует, остается постоянным и соответствует воздыманию Алеутского хребта и опусканию Командорской котловины.

Предполагается [Cormier, 1975], что единая граница между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами вдоль западного сегмента Алеутской островной дуги отсутствует и перемещение между ними происходит в пределах широкой зоны трансформного разлома, захватывающей весь Алеутский хребет. Структурные исследования, выполненные в последнее время в этом районе [Селиверстов, 1983; Селиверстов и др., 1988], дают возможность выделить в данной зоне серию субпараллельных разломов западного простирания (см. рис. 46). Разломы, расположенные во фронтальной части, мы рассмотрим ниже; в тылу же сейсмически наиболее активным является разлом Беринга, приуроченный к северному подножию Алеутского хребта. Следующий разлом (Альфа) располагается на 100 км севернее и соответствует линейному поднятию фундамента котловины, местами проявляющемуся в ее рельефе в виде хребта.

За рассматриваемый отрезок времени землетрясения с $M_b \geq 5$ на разломе Альфа зарегистрированы не были, тем не менее он является активным, поскольку с 1962 по 1982 г. здесь имели место толчки меньшей магнитуды, а ранее – события с $M > 6$. Оба разлома состоят из отдельных отрезков, кулисно смещенных друг относительно друга.

Между разломами наиболее примечательным структурным элементом является вулканический массив, примыкающий к подножию о-ва Беринга и возвышающийся над дном котловины более чем на 3 км. С массивом сопряжен грабен субмеридионального простирания, дно которого опущено на 400 м по отношению к окружающим участкам котловины. К северо-западу и юго-востоку от грабена фундамент котловины осложнен серией сбросовых уступов субмеридионального и северо-восточного простирания. Уступы обращены навстречу друг другу и к центральному грабену, так что наблюдаемая картина весьма напоминает строение океанических (и континентальных) рифтовых зон, в пределах которых происходит растяжение и образование новой океанической коры. Подобный стиль тектоники южной части Командорской котловины позволяет предполагать, что растяжение возникает здесь за счет правостороннего сдвига на разломах Беринга и Альфа, что согласуется с общим характером движения Тихоокеанской плиты. Вулканический массив и грабен являются современными структурами, поскольку здесь наблюдается высокий тепловой поток (свыше 200 мВт/м²) и грабен, несмотря на высокие скорости осадконакопления, не засыпан осадками, а над вершиной массива в водной толще эхолотом регистрируется аномалия (факел), обусловленная выделением газа, что свидетельствует о фумарольной активности.

Таким образом, в тылу западного сегмента Алеутской дуги современные перемещения между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами происходят по двум трансформным разломам – Беринга и Альфа.

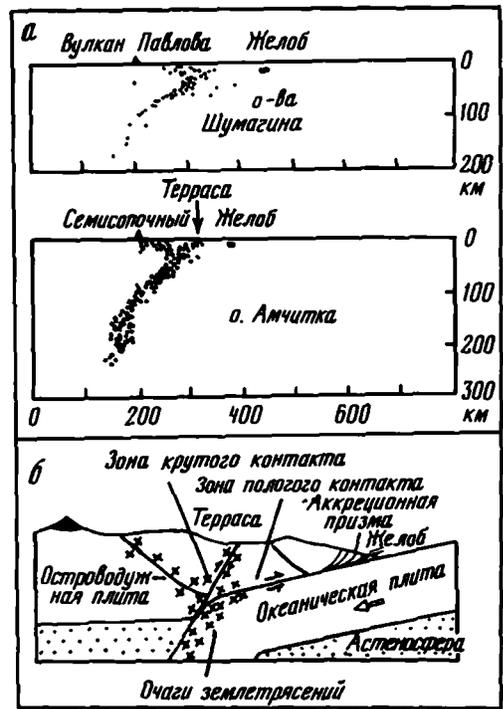
Кулисное строение трансформных разломов приводит к тому, что на отдельных участках могут возникнуть условия растяжения или сжатия. Первое наглядно проявляется в наличии спредингвого центра, выделяемого по структурным данным, а второе вытекает из определенных механизмов очагов землетрясений [Newberry et al., 1986], которые свидетельствуют о взбросовых и надвиговых смещениях в их очагах по плоскостям, ориентированным под углом к простиранию трансформных разломов (см. рис. 45, 17.11.1973 г.) и являющимися оперяющими структурами. Подобного рода структуры, представляющие собой взбросы, выделяются по структурным данным на кулисном сочленении к северу от о-ва Беринга (см. рис. 46).

Приостровной склон желоба

Сейсмический пояс, протягивающийся вдоль фронтальной части Алеутской островной дуги, является наиболее активным, и к нему приурочена большая часть всех происходящих здесь землетрясений, в том числе и сильнейших с $M \geq 7,7$. В распределении

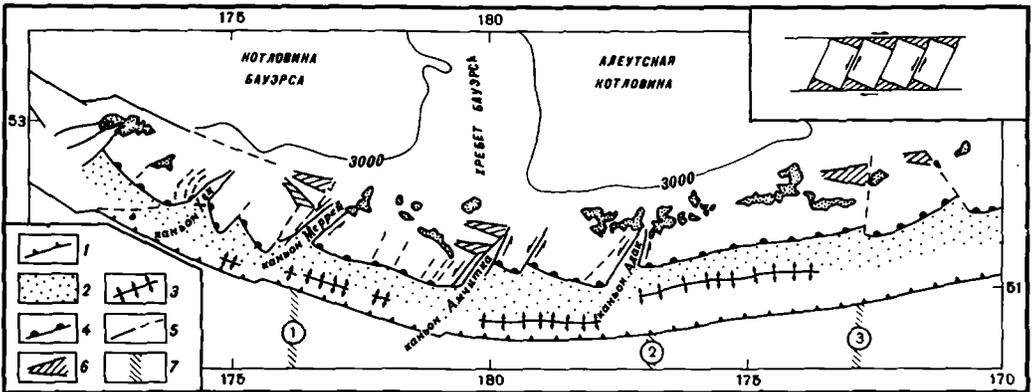
Р и с. 47. Строение сейсмофокальной плоскости по разрезу вблизи о-вов Шумагина [Davies, House, 1979] и около о-ва Амчитка [Engdahl, 1977]

а – сейсмологические разрезы; б – схема деформаций в литосферном выступе (по Л.И. Лобковскому, О.Г. Сорохтину [1979], с дополнениями)



Р и с. 48. Тектоническая схема центрального сегмента Алеутской дуги (составлена с использованием данных Spreng [1977])

1 – желоб; 2 – терраса; 3 – внешний хребет; 4 – северный внутренний край террасы; 5 – поперечные разломы; 6 – грабены; 7 – зоны трансформных разломов: 1 – Крысьих островов, 2 – Адак, 3 – Амля. На врезке показано перемещение "клавишей" в зоне правого сдвига



эпицентров землетрясений этого пояса можно выделить следующие особенности (см. рис. 44): 1) южная граница пояса со стороны желоба является достаточно резкой, в то время как северная более размыта; 2) эпицентры землетрясений распределяются неравномерно, существуют области как их повышенной концентрации, например напротив островов Андреяновских и Лисьих, так и пониженной ($165-166,5^{\circ}$ з.д.) или даже полного отсутствия событий с $M \geq 5$ ($171-173^{\circ}$ з.д.); 3) западнее 173° в.д. пояс резко сужается, в том же направлении уменьшается число регистрируемых событий.

Отмеченные выше особенности являются, по-видимому, достаточно устойчивыми (по крайней мере, с начала инструментальных наблюдений), поскольку в той или иной мере они присутствуют на всех картах, составленных по различным данным и за разные отрезки времени [Cormier, 1975; Meyers, 1976]. Рассмотрим более подробно эти особенности, сопоставив их с имеющимися данными по строению сейсмофокальной зоны, тектонике и механизмам очагов землетрясений.

Совокупность землетрясений Алеутской островной дуги очерчивает сейсмофокальную зону, падающую на север до глубин свыше 250 км (рис. 47). К настоящему времени установлено [Engdahl, 1977; Davies, House, 1979], что мощность зоны на глубинах 40–100 км составляет около 25 км, а падение 29–44°, глубже она определяется хуже и угол увеличивается до 59–77°. Обращает на себя внимание тот факт, что на приостровном склоне желоба существует область, в пределах которой сейсмичность, начиная с событий средних магнитуд, отсутствует. Эту область, ширина которой увеличивается с запада на восток вдоль дуги от 100 км (о-в Амчитка) до 400 км (п-ов Аляска), связывают [Davies, House, 1979] с пологой зоной контакта между погружающейся и нависающей плитами, называемой зоной главного поддвига. Последняя характеризуется эпизодическим выделением сейсмической энергии, обусловленным возникновением сильнейших землетрясений. Механизм очагов сильных землетрясений, приуроченных к зоне главного поддвига, характеризуется двумя возможными плоскостями разрыва, одна из которых полого подает под дугу и является плоскостью разрыва, а вторая – круто наклонена в сторону океана (см. рис. 45, 4.2. 1965 г. и 9.3. 1957 г.) [Stauder, 1968a]. В периоды между этими событиями вся сейсмичность ограничивается внутренним краем Алеутской террасы и ближе к желобу не распространяется (см. рис. 44).

Алеутская терраса является наиболее примечательным структурным элементом фронтальной части островной дуги (рис. 48). Она представляет собой ступень шириной 20–40 км, расположенную в середине склона на глубинах около 3800–4500 м. Терраса сложена осадками мощностью 2–3 км и со стороны желоба может быть ограничена хребтиком высотой до 1 км [Grow, 1973]. Гейтс и Гибсон [Gates, Gibson, 1976] предполагали, что северный край террасы отделен от островного склона падающим на север взбросом; внешний хребет также ограничен разломами, и данные по строению осадочного чехла террасы свидетельствуют о его воздымании [Grow, 1973; Harbert et al., 1986]. Вдоль Алеутской островной дуги терраса достаточно отчетливо следится только до 173° в.д., далее к западу она практически исчезает.

Исследование строения фронтальной части Алеутской дуги дало основание предположить [McCarthy, Scholl, 1985], что ее преддуговая область может представлять собой аккреционную призму, которая сложена осадками, содранными с погружающейся плиты при поддвиге. Поскольку аккреционная призма, как полагают, состоит главным образом из рыхлых осадков, то значительные напряжения и деформации в ней накапливаться не могут и вследствие этого землетрясения здесь отсутствуют. Сейсмичность по мере приближения к дуге возникает только там, где резко увеличивается сопротивление сдвигу, что может быть обусловлено появлением более прочного материала или консолидацией осадков на глубине.

Численное и физическое моделирование [Лобковский, Сорохтин, 1979; Лобковский и др., 1980] показало, что в нависающей плите сдвиговые деформации на приостровном склоне желоба локализируются в двух-трех узких линейных зонах, пересекающих литосферный клин (см. рис. 47, б). На сейсмических разрезах через Алеутскую островную дугу зоны деформаций могут соответствовать крутой части сейсмофокальной плоскости и выходу ее на поверхность, приуроченному к внутреннему краю террасы и фокальной плоскости, ответвляющейся от зоны Беньюфа на глубинах около 40 км по направлению к дуге (см. рис. 47, а). В связи с этим можно полагать, что в периоды между сильнейшими землетрясениями относительные смещения в зоне поддвига имеют место не по пологому контакту между плитами, а в нависающем клине островодужной плиты в том месте, где начинается его консолидированная часть, которая будет деформироваться подобно упругопластичному телу. Вследствие этого сейсмический пояс на островном склоне имеет четкую южную границу, приуроченную к Алеутской террасе.

Второй примечательной особенностью строения Алеутского хребта является наличие поперечных каньонов, имеющих тектоническую природу и связанных с разрывными нарушениями [Gates, Gibson, 1956]. Наиболее крупные из каньонов (Меррей, Амчитка) пересекают Алеутский хребет, подразделяя его на ряд сегментов. Из рис. 44

видно, что каньоны являются сейсмически активными и к ним приурочены скопления эпицентров землетрясений, которые в ряде случаев пересекают Алеутский хребет. Подвижки в очагах землетрясений, приуроченных к поперечным каньонам, могут быть сдвиговыми с левосторонним смещением по плоскостям, ориентированным вкрест простирания дуги (см. рис. 45, 4.7. 1966 г.) [Stauder, 1972]. Такой характер подвижек подтверждается левосторонним смещением внутреннего края террасы, что отчетливо видно на таких каньонах, как Меррей и Адак (см. рис. 48).

Поперечные каньоны, отчетливо различаемые на батиметрических картах между о-вом Адак (177° з.д.) и 171° в.д., служат ограничением нескольких блоков, продольные размеры которых колеблются от 50 до 200 км. По смещению очертаний террасы и оси желоба можно предполагать, что поперечные разломы имеются на склоне и к востоку от о-ва Адак, но поскольку в виде каньонов они не проявляются, то для их картирования необходима более детальная съемка. Такого рода съемка, выполненная с помощью многолучевого эхолота "Сибим", позволила выявить ранее неизвестные поперечные разрывные нарушения вблизи о-вов Шумагина (160° з.д.) (С. Льюис, устное сообщение).

Поскольку каньоны Адак и Меррей находятся на продолжении двух зон трансформных разломов, приуроченных к океанической плите, то предполагается [Spence, 1977], что образование этих структур связано с латеральным растяжением материала террасы и хребта, обусловленным субдукцией расчлененного рельефа. Для остальных каньонов подобная связь отсутствует или, наоборот, субдуцирующая зона трансформных разломов, например, такая, как зона разломов Амля, находит яркого отражения в структуре приостровного склона.

Образование каньонов также объясняют растягивающими силами, действующими в латеральном направлении и возникающими в нависающей плите вследствие косоугольного поддвига Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу [La Forge, Engdahl, 1979]. Причем величина этой силы, зависящая от угла между векторами относительного движения и простиранием желоба, достаточна для образования разрывов только там, где значения этого угла составляют $5-52^\circ$, т.е. между 177° з.д. и 171° в.д.

По нашему мнению, механизм образования поперечных разрывных нарушений может быть следующим. Поперечные структуры, как известно, существуют во всех зонах субдукции. По всей видимости, их образование может быть обусловлено той системой ортогонального напряжения сжатия, которая возникает при взаимодействии плит в зоне субдукции, приводя к дроблению края нависающей плиты на отдельные блоки с характерной длиной около 100 км. Также вероятно, что тектонические структуры на поддвигаемой плите в зависимости от своих размеров и контрастности рельефа будут в той или иной мере проявляться в строении переднего края нависающей плиты. Кроме того, на характер проявления поперечных разломов может влиять направление движения между плитами. Если при ортогональном поддвиге наиболее вероятно возникновение поперечных сдвигов, которые отчетливо фиксируются по смещению структурных элементов склона, то при косом поддвиге возникает значительная латеральная компонента растяжения и морфологически разломы выражены в виде крупных каньонов. Наблюдаемая картина строения фронтальной части Алеутской островной дуги, как нам представляется, неплохо согласуется с высказанными выше предположениями.

Поперечные разломы играют важную роль в сейсмичности Алеутской дуги, являясь границами очагов катастрофических землетрясений [Mogi, 1968; Spence, 1977]. Например, очаг землетрясения 9.3. 1957 г. имел отчетливую западную границу, приуроченную к каньону Амчитка (180° в.д.). Этот же каньон определял восточный край очага землетрясения 4.2. 1965 г., западной границей которого являлся каньон Стейлмейт (171° в.д.).

Следующим элементом тектонического строения Алеутской дуги являются грабенообразные структуры, приуроченные к вершинной части Алеутского хребта (см. рис. 48), которая представляет собой широкое плато, расположенное на глубине около 200 м. В свою очередь, глубины на дне грабенов могут достигать 2 км. Предполагается

[Scholl et al., 1975], что эти структуры начали формироваться в конце миоцена—плиоцена и приурочены к локальным областям растяжения, возникающим при правостороннем сдвиге.

Характерная форма грабенов, расширяющихся на восток, и их сопряженность с поперечными разломами дают нам возможность предложить следующий механизм образования этих структур (см. рис. 48, врезка). Так как Тихоокеанская плита косо поддвигается под Алеутскую дугу, то в ее фронтальной части должна присутствовать сдвигающая компонента, а в тылу в соответствии с моделью Т. Фитча [Fitch, 1972] будут образовываться продольные сдвиги. В обоих случаях смещение на разломах должно быть правосторонним. Область, расположенная между этими разломами, будет включать Алеутский хребет, разделенный поперечными каньонами на ряд блоков. В результате правостороннего смещения вдоль северной и южной границ Алеутского хребта блоки начнут разворачиваться по часовой стрелке и на их торцах будут возникать условия растяжения и могут формироваться грабены, имеющие треугольную форму. Наиболее отчетливо эти структуры выражены на северных торцах блоков; детальные исследования с помощью сонара бокового обзора "Глория" [Bohannon et al., 1987] свидетельствуют о том, что грабенообразные структуры присутствуют также и на террасе, т.е. на южных ограничениях блоков. Судя по смещению очертаний террасы и механизмам очагов землетрясений подвижки на поперечных разломах являются левосторонними, что согласуется с предложенным выше механизмом.

Как отмечалось в начале раздела, сейсмичность фронтального пояса сильно варьирует вдоль простирания дуги (см. рис. 44). Очевидно, что усиление сейсмической активности на одном из участков в основном определяется возникновением сильнейшего события с $M \geq 7,7$ и связано с афтершоковым процессом. В то же время за несколько лет до землетрясения область его будущего очага может быть слабо активна — возникает брешь второго рода, по К. Моги [Mogi, 1979].

За период с 1963 по 1981 г. наибольшей сейсмической активностью характеризовался участок дуги от 172° в.д. до 167° з.д., в пределах которого располагались очаги двух сильнейших землетрясений: 9.3. 1957 г. ($M_w = 9,1$) и 4.2. 1965 г. ($M_w = 8,7$). Поскольку длительность афтершоковой стадии может составлять 15–20 лет [Федотов, 1965], то есть все основания полагать, что высокая плотность эпицентров землетрясений в значительной мере обусловлена афтершоковыми процессами этих событий.

На карте сейсмичности Алеутской дуги (см. рис. 44) обращают на себя внимание две области, расположенные между $166\text{--}169^\circ$ в.д. и $173\text{--}171^\circ$ з.д., в которых землетрясения с $M_b \geq 5$ практически отсутствуют. Первую из них мы рассмотрим более подробно, а на второй, приуроченной к очаговой области землетрясения 9.3. 1957 г., остановимся при описании сейсмического процесса в очаге этого события.

Первая область приурочена к западному сегменту дуги, вдоль которого косо поддвиг Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую сменяется правосторонним трансформным разломом. Подобное изменение геодинамической обстановки имеет ряд следствий как в тектонике, так и в сейсмичности. Во-первых, во фронтальной части дуги отсутствует такой важный структурный элемент преддуговой области, как терраса. Исчезновение террасы, по-видимому, связано с тем, что формирование аккреционной призмы здесь не происходит, поскольку отсутствует поддвиг плиты. Во-вторых, в пределах этого сегмента дуги возникает ряд параллельных трансформных разломов, приуроченных к ее фронтальной и тыловой частям (см. рис. 46). Вследствие этого относительные движения между океанической плитой и островной дугой могут распределяться в пределах достаточно широкой области.

Если судить по данным сейсмологических наблюдений, то по крайней мере за последние 25 лет в западном сегменте дуги наиболее активным являлся разлом, приуроченный к основанию Алеутского хребта, т.е. разлом Беринга, в пределах которого в районе $164\text{--}173^\circ$ в.д. постоянно возникали землетрясения с $M_b \geq 5$, а наиболее крупное из зарегистрированных событий 2.2 1975 г. в тылу о-вов Ближних имело $M_S = 7,6$. Во

фронтальной части дуги за этот отрезок времени землетрясения с $M_b \geq 5$ наблюдались только вблизи о-ва Беринга. К юго-востоку от него вплоть до 169° в.д. было зарегистрировано только два события с данной магнитудой.

Такого рода распределение землетрясений, вероятно, свидетельствует о том, что относительные движения между плитами реализуются не по широкой области контакта зоны поддвига, а в отдельных узких зонах, приуроченных к сдвиговым разломам, и это приводит к сужению сейсмического пояса. Смещения совсем не обязательно должны иметь место одновременно в каждом из разломов, и вследствие этого некоторые из них являются в настоящее время асейсмичными, но можно ожидать усиления их сейсмичности в будущем.

Представление о периодическом заполнении отдельных участков островной дуги очагами сильнейших землетрясений является основой методики долгосрочного прогноза [Федотов, 1965], некоторые положения которой будут рассмотрены ниже применительно к очагу Алеутского землетрясения 1957 г.

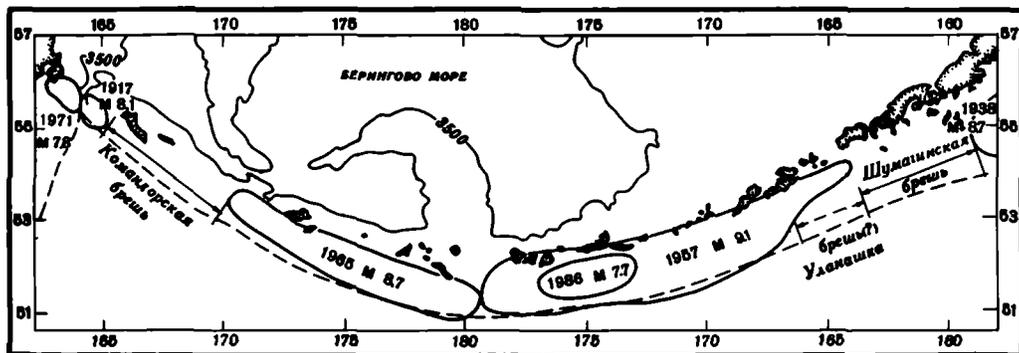
Долгосрочный сейсмический прогноз и строение очага Алеутского землетрясения 1957 г.

Очаги сильнейших землетрясений Алеутской островной дуги без существенных перекрытий примыкает один к другому и с течением времени имеют тенденцию мигрировать вдоль дуги с востока на запад [Kelleher, 1970]. Предполагается, что частота повторяемости в одном и том же месте событий с $M \geq 7.7$ для данного региона равна 60–80 лет [Sykes et al., 1980]. В пределах дуги за этот отрезок времени только на двух участках, один из которых располагается напротив Командорских островов, а второй – вблизи о-вов Шумагина (рис. 49), не было зарегистрировано землетрясений такой магнитуды и в соответствии с концепцией сейсмических брешей [Федотов, 1965] эти участки рассматривались в качестве мест будущих катастрофических землетрясений [Kelleher, 1970; Sykes, 1971; Sykes et al., 1980]. В качестве брешы предположительно выделяется еще один участок напротив о-ва Уналашка.

Следует, однако, отметить, что к настоящему времени данный прогноз не был реализован, поскольку очаговая область последнего сильнейшего события 7.5. 1986 г. ($M_S = 7.7$) располагалась не в одной из названных выше брешей, а в очаге землетрясения 9.3. 1957 г. (см. рис. 49), и, следовательно, для данного места время повторяемости было в 2 раза меньше. Этот факт может свидетельствовать о сегментации очагов землетрясений с большими линейными размерами и дает основание предполагать, что в его пределах величина накопления и сброшенных напряжений и деформаций может быть различной для каждого из сегментов.

В связи с этим изучение течения сейсмического процесса при землетрясении 9.3. 1957 г., очаговая область которого протягивалась на 1200 км [Mogi, 1968], представляет особый интерес. Судя по преддуговой области, очаг этого события состоял по крайней мере из семи блоков (рис. 50, а, см. вкл.). Границами двух западных блоков являются поперечные каньоны (Амчитка и Адак), приуроченные к разрывным нарушениям. Границы остальных блоков проведены более условно, основываясь на предполагаемом продолжении трансформных разломов с океанической плиты на островной склон (зона разломов Амля), или по смещению северного края террасы.

Область очага землетрясения 9.3. 1957 г. на форшоковой стадии характеризовалась высоким уровнем сейсмической активности, когда начиная с 1952 г. и до момента землетрясения имело место постоянное увеличение числа сильных событий с $M \geq 6$, и в целом за этот период единая сейсмическая брешь второго рода, которая охватывала бы весь очаг, не выделяется (см. рис. 50, а). Тем не менее отдельные участки со слабой сейсмической активностью существовали, и один из них находился на островном склоне напротив о-ва Атка, т.е. соответствовал месту, к которому были приурочены эпицентры основного толчка события 9.3. 1957 г. и двух его сильнейших афтершоков с $M \geq 7$.



Р и с. 49. Расположение очагов сильнейших землетрясений и сейсмических брейш в пределах Алеутской дуги (построено по данным А.В. Викулина [1986], Sykes [1971])

Очаг 1986 г. построен по афтершокам. Пунктир – ось глубоководного желоба. Дана изобата 3500 м

Для форшоковой последовательности этого события обращает на себя внимание тот факт, что все наиболее сильные землетрясения с $M \geq 6$ имеют тенденцию к группированию и в ряде случаев, например вблизи островов Умнак и Сигуам и в каньонах, выстраиваются в линейные зоны, ориентированные вкrest простирания дуги. Все зоны совпадают с намеченными ранее по структурным данным поперечными разломами, и, следовательно, можно полагать, что на форшоковой стадии максимальное выделение сейсмической энергии имело место на границах блоков, из которых состоял очаг этого события.

Поскольку Алеутское землетрясение 1957 г. характеризовалось большим числом афтершоков (до конца года произошло более 60 толчков с $M \geq 6$), то при рассмотрении его афтершоковой стадии мы не использовали события меньшей магнитуды, полагая, что на них приходилась меньшая часть выделенной энергии, и вследствие этого они не определяли основные фазы развития очаговой области.

На афтершоковой стадии (см. рис. 50, б) до конца 1957 г. общая картина распределения эпицентров землетрясений с $M \geq 6$ остается во многом аналогичной той, которая наблюдалась на форшоковой стадии. Эпицентры афтершоков здесь также концентрируются на границах, но в то же время высокая сейсмическая активность наблюдается и внутри блоков, причем наиболее высоким ее уровнем характеризовался участок дуги напротив о-ва Атка, к которому были приурочены эпицентры основного толчка и двух его афтершоков с $M \geq 7$.

В последующие шесть лет после основного толчка наблюдался постепенный спад сейсмической активности, но как и для первого года сохраняется разделение всей совокупности землетрясений на два сейсмических пояса, принадлежащих соответственно к желобу и к его приостровному склону (см. рис. 50, в). В то же время в распределении эпицентров землетрясений, принадлежащих к приостровному сейсмическому поясу, наблюдается тенденция выстраиваться не вкrest дуги, как, например, при форшоковой активности, а вдоль ее простирания по внутреннему краю Алеутской террасы, причем вдоль этого пояса в пределах очага области высокой сейсмической активности чередуются с областями, где события с $M \geq 6$ почти отсутствуют.

Выполненный выше анализ сейсмического процесса землетрясения 1957 г. дает нам основание прийти к выводу о том, что его очаг состоял из шести-семи блоков, каждый из которых характеризовался своей величиной накопленной и сброшенной энергии. На форшоковой стадии активный сброс напряжений и деформаций происходил главным образом на границах блоков, а при афтершоковой последовательности сейсмическая активность захватила и их центральные части.

Данные о том, что фронтальные части островных дуг (и активных континентальных

окраин) имеют блоковое строение, наряду с данными о распределении землетрясений на афтершоковой стадии и их механизмах были положены в основу клавишной модели сильнейших землетрясений [Лобковский, Баранов, 1982, 1984], которую мы использовали для объяснения особенностей сейсмичности в очаге 9.3. 1957 г. Кратко остановимся на модели, суть которой заключается в следующем: 1) островные дуги и активные континентальные окраины разбиты поперечными разломами на отдельные блоки (сегменты), характерные размеры которых около 100 км; 2) блоки относительно слабо связаны друг с другом и их динамика определяется главным образом взаимодействием с поддвигаемой плитой; 3) при катастрофическом землетрясении не плита скачкообразно поддвигается под островную дугу, а, наоборот, соответствующий островодужный блок выдвигается в сторону океана, при этом соседние блоки остаются на месте; 4) в дальнейшем выдвинувшийся блок "пассивно" перемещается на поддвигаемой плите к островной дуге до тех пор, пока не упрется в нее, причем время подхода к дуге составляет около 100 лет, что соответствует повторяемости сильнейших событий; 5) очаги сильнейших событий, как правило, совпадают с одним блоком, но иногда могут захватывать и несколько смежных.

Последнее очень характерно для трех событий Алеутской островной дуги: 1957, 1964 и 1965 гг., длина очага каждого из которых превышала 500 км, т.е. была в 2–2,5 раза больше, чем длина очага "рядового" события. По всей видимости, это может быть обусловлено косым поддвигом Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу, который приводит к дополнительному боковому поджиму соседних блоков дуги и увеличению силы трения между ними, в результате чего блоки при разрядке напряжений как бы зацепляются друг за друга и выдвигаются в океан целой группой.

Из модели вытекает, что наиболее заметные дифференцированные смещения между соседними островодужными блоками должны возникать на стадии упора, последующего срыва и выдвигения какого-либо блока в океан и характеризоваться всплесками сейсмической активности. Последнее наглядно проявляется на форшоковой стадии Алеутского землетрясения 1957 г., когда толчки с максимальными магнитудами были приурочены к границам блоков, из которых состоял его очаг.

Усиление сейсмичности могло быть обусловлено дифференцированными смещениями на границах блоков, когда одни из них останавливаются дугой, а другие продолжают перемещаться на поддвигаемой плите. В том и другом случае сейсмичность в главной зоне поддвига (пологая часть контакта между плитами) отсутствует, но за счет давления блока на дугу может активизироваться крутая зона контакта, что приводит к оживлению сейсмичности вдоль северного ограничения Алеутской террасы и к появлению в сейсмическом поле структуры, которая получила название структуры "бублика" [Mogi, 1979].

Судя по распределению афтершоков с $M \geq 6$ в очаге Алеутского землетрясения до конца 1957 г., наиболее активным был блок, заключенный между каньоном Адак и продолжением зоны разлома Амля (см. рис. 50, б), в пределах которого произошел основной толчок, три афтершока с $M \geq 7$, по крайней мере восемь – с $M \geq 6$, а самым спокойным был блок о-ва Сигуам, где зарегистрирован только один толчок с $M \geq 6$.

Из предполагаемых зон поперечных разломов были активны в порядке убывания: разлом у о-ва Умнак, каньон Адак, разлом к востоку от о-ва Сигуам и каньон Амчитка. Разломы, ограничивающие блок о-ва Уналашка, и нарушение к западу от о-ва Сигуам для выбранного магнитудного уровня были асейсмичны.

На протяжении следующих нескольких лет афтершоковой стадии, как отмечалось выше, картина распределения эпицентров несколько изменилась и землетрясения главным образом располагались вдоль простирания блоков (см. рис. 50, в), причем наблюдались как области их концентрации, так и зоны полного отсутствия толчков с $M \geq 6$.

В соответствии с клавишной моделью сейсмичность в очаге сильнейшего землетрясения на его афтершоковой стадии будет отражать процесс срыва и выдвигания блоков в океан и вследствие этого может проявляться на всех плоскостях, ограничивающих блоки. Очевидно, что основной толчок и сильнейшие афтершоки возникают при вспа-

рывании шероховатой зоны контакта [Lay, Kanamori, 1981], поэтому их эпицентры будут располагаться на подошве блока, как это видно для землетрясения 1957 г.

В то же время могут быть активными зоны поперечных разломов, где при выдвигении блоков возникают дифференцированные движения, а также крутая область контакта, которая до события будет характеризоваться сжимающими напряжениями, а после него — растягивающими. Последнее отмечается, например, для события 4.2. 1965 г., когда через год после основного толчка подвижки в очагах землетрясений, приуроченных к северному ограничению Алеутской террасы, являлись сбросовыми [Spence, 1977].

Характер распределения афтершоков в очаге землетрясения 1957 г. примерно через год после основного толчка, когда их эпицентры располагались вдоль простираания дуги (см. рис. 50, в), по-видимому, может свидетельствовать о том, что блоки, приуроченные к островам Танага, Сигуам и Умнак, продолжали высвобождать накопленную энергию, выдвигаясь в океан. Вместе с тем блоки островов Атка, Семисопочных и Уналашка в силу каких-либо причин это движение и сброс сейсмической энергии прекратили.

В связи с этим можно предполагать, что после землетрясения 1957 г. величина напряжения и деформаций в пределах его очага была различной, и, следовательно, время повторяемости сильнейших событий для каждого блока или группы блоков может сильно варьировать. Последнее подтверждается приуроченностью события 1986 г. к очагу 1957 г., когда для нового накопления энергии потребовалось вдвое меньше времени по сравнению с предполагаемым периодом сейсмического цикла, равного для Алеутской дуги 60–80 годам.

По аналогии с этим можно полагать, что время повторяемости сильнейших землетрясений для блоков островов Семисопочных и Уналашка, в пределах которых на афтершоковой стадии землетрясения с $M \geq 6$ также отсутствовали, будет меньше сейсмического цикла и можно выделять их в качестве сейсмических брешей (см. рис. 50, в, врезка).

В заключение следует отметить, что картина распределения эпицентров землетрясений в пределах Алеутской островной дуги и особенности ее тектонического строения хорошо согласуются с характером движения плит на этой границе, при котором косой поддвиг в пределах центрального сегмента сменяется правосторонним сдвигом в ее западном отрезке. Концепция сейсмических брешей является весьма плодотворной для целей долгосрочного сейсмического прогноза сильнейших землетрясений, но при ее применении для Алеутской дуги, по нашему мнению, необходимо учитывать сегментацию очагов.

Таким образом, изучение взаимоотношений между сейсмичностью и тектоникой Алеутской островной дуги дает нам основание сделать следующие выводы.

1. Характер взаимодействия между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами вдоль Алеутской дуги, при котором косой поддвиг в ее центральном сегменте сменяется правосторонним сдвигом в западном отрезке, находит отражение как в сейсмичности, так и в тектоническом строении.

2. Такие элементы строения, как грабены, наблюдаемые только в пределах Алеутской дуги и приуроченные к вершинной части центрального сегмента Алеутского хребта, образуются за счет вращения блоков, обусловленного наличием сдвиговой компоненты при косом поддвиге. В западном сегменте дуги, являющемся трансформным разломом, образуется система правосторонних кулисных сдвигов, на отдельных участках которых возникает обстановка сжатия или растяжения. В последнем случае это приводит к формированию центра растяжения в задуговой области.

3. Наблюдается отчетливая связь распределения эпицентров мелкофокусных землетрясений с основными тектоническими нарушениями, и механизмы их очагов согласуются со смещениями на разломах, устанавливаемых по структурным данным.

4. Изучение очага сильнейшего землетрясения 1957 г. свидетельствует о том, что он

состоял из нескольких блоков, для каждого из которых была характерна своя картина сейсмической активности. Величины накопленных и сброшенных деформаций и напряжений могут быть различными для каждого из этих блоков.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ КАРПАТ

Общие замечания

Интенсивный известково-щелочной вулканизм определяет специфику развития Карпатского региона в неогене. Несмотря на длительную историю его изучения, многие вопросы остаются не до конца выясненными. Например, являются ли Карпатские дуги островными или активными континентальными окраинами, в каком направлении были ориентированы зоны Бенъофа и т.п. Основная масса работ, посвященных исследованию вулканизма, выполнена в рамках государственных границ, в то время как для решения ряда принципиальных вопросов необходимо изучение дуг в целом. Предшествующий опыт, касающийся общей характеристики полно дифференцированной (от андезито-базальта до риолита) серии пород, позволяет сделать вывод об их субдукционном происхождении. Во всяком случае, вулканы являются едва ли не единственными и при том самыми надежными индикаторами палеоконвергентных границ.

В данной работе приводятся результаты исследования латеральной петрохимической изменчивости, порожденной градиентами давлений и температур, возникающих в зонах субдукции. Параметры этой изменчивости обнаруживают тесную связь с геолого-геофизическими параметрами конвергентных зон. Можно полагать, что их сопряженные вариации отражают изменчивость *PT*-условий в коре и мантии Земли и, следовательно, особенности геодинамического режима [Современные..., 1984].

В Карпатском регионе выделяются две главные площади развития неогенового вулканизма: Внутренняя Карпатская вулканическая область и Карпатская вулканическая дуга. Для изучения латеральной петрохимической зональности дуги разделены на 29 секторов так что в каждом из них петрохимические тренды сохраняют непрерывность и монотонность по 10 характеристикам. Направления трендов, градиенты и диапазоны изменчивости петрохимических характеристик определялись программным комплексом "Петрохимия" с оценкой статистической значимости различий значений в пределах фронтальной и тыловой частей дуг. При этом петрохимические характеристики на основе вычисленной полиномиальной регрессии приводились к фиксированному значению SiO_2 , равному 58%, что позволило минимизировать влияние тренда дифференциации. Очевидно, что приведенные значения в большей мере, нежели исходные, могут служить индикаторами глубинных процессов — *PT*-условий магмообразования [Абрамов, Клушин, 1978].

Особенности латерального петрохимического тренда

Латеральный петрохимический тренд можно охарактеризовать изменчивостью химизма вдоль и вкрест простирающихся вулканических дуг. Три типа продольной зональности в вулканиках Карпат представлены на рис. 51. Северовенгерский и кэлиман-харгитский типы отвечают снижению полноты плавления мантийного субстрата (уменьшение содержания MgO и увеличение $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) и погружению зоны магмообразования (снижение содержания SiO_2). Влияние первого фактора было доминирующим, на что указывает уменьшение $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ с ростом SiO_2 . Выгорлатский тип соответствует поднятию зоны магмообразования и снижению степени плавления. Особенностью Карпатской дуги является полярность поведения MgO и CaO , что говорит о преобладающем влиянии на формирование пород стресса, а не положения фронта магмообразования.

На рис. 52 представлен весь спектр Карпатских поперечных петрохимических трендов. Заметим, что исследование поперечной зональности Зондской островной дуги, Сангхе, Новых Гебрид, Новой Зеландии, Курил и Аляски показало, что и в современ-

ных геодинамических обстановках поперечные тренды достаточно разнообразны. Тем не менее три петрохимические характеристики обнаруживают устойчивость тренда относительно фронтальных частей дуг. К ним относятся K_2O , MgO и CaO . Первые два компонента обогащают вулканиты фронтальных частей островных дуг, последний — тыловых. Полярность поведения K по отношению к Ca и Mg наблюдается практически во всех карпатских трендах. На этом основании с учетом данных по современным островным дугам выделены фронтальные и тыловые области вулканических дуг Карпат.

Обогащение K пород тыловых частей, как предполагается [Абрамович, Клушин, 1978], связано с его латеральной миграцией в пределах астеносферного канала из области с максимальным избыточным давлением, т.е. фронта дуги. Поведение MgO и CaO в основном определяется термическим состоянием глубин. Увеличение концентраций этих элементов во фронтальных частях ареалов является следствием большей полноты плавления субстрата [Абрамович, Клушин, 1987].

Остальные петрохимические характеристики различны. Содержания TiO_2 и Al_2O_3 увеличиваются, а SiO_2 — уменьшаются к фронтальным областям массивов Токай, Прешов и Чоп, что можно видеть, например, в островной дуге Бангихе. Такое поведение элементов может быть обусловлено поднятием уровня геоизотерм от фронтальных частей к тыловым и снижением обводненности магм в этом направлении. На поведение TiO_2 влияет главным образом повышение давления в зоне магнообразования за счет ее большей глубинности в тыловых частях [Абрамов, Клушин, 1987]. Обратные зависимости в трендах этих элементов характерны для массивов Штявница—Кремница, Апусеней и Новой Зеландии. В вулканических массивах Матра, Бёржень—Дуназуг, Выгорлат, Оаш, Гутый и Кэлимани—Харгита, как и на Курилах, Al_2O_3 обогащает фронтальные части, а TiO_2 — тыловые, несмотря на более высокий уровень геоизотерм. Это может означать, что обводненность среды магнообразования, которая всегда снижает содержание этого металла в расплаве, оказывает доминирующее влияние по сравнению с воздействием градиента давлений.

Натрий, чутко реагирующий на термический режим зон субдукции, в массивах Токай, Прешов, Чоп и Выгорлат полярнен K , а в остальных массивах, так же, как и K , возрастает к тыловым частям. Интересно поведение содержания Na_2O в Карпатской вулканической дуге, который обогащает фронт цепи Прешов—Выгорлат и тыловые части Кэлимани—Харгиты. Этот элемент обнаруживает отчетливую тенденцию миграции в область пониженных температур. Полярность северо-западной и юго-восточной частей Карпатской дуги по натриевым трендам находит подтверждение в тепловом потоке. В тыловой части Выгорлата находится Паннонский бассейн с высокими тепловыми потоками и Na мигрирует во фронтальную часть; в тыловой части Кэлимани—Харгиты — относительно "холодная" Трансильванская впадина и соответственно повышенные содержания Na .

Общее содержание Fe в основном увеличивается в том же направлении, что и кремнекислотность, отражая положение магногенерирующего слоя.

Обращает на себя внимание изменчивость химизма в массиве Торояга (см. рис. 52). Он имеет поперечный петрохимический тренд, практически полярный трендам соседних массивов. Только в Торояге содержание K_2O увеличивается к фронтальной части, а MgO и CaO — к тыловой. Подобный тренд изменчивости содержаний может свидетельствовать о смене градиентов давлений и температур в пределах этого массива. По всей видимости, здесь преобладали растягивающие напряжения во фронтальной части дуги, что подтверждается не только обогащением K_2O , но и сменой направления простираения дуги. Можно предположить, что северо-западная и юго-восточная части дуги испытали вращение против и по часовой стрелке соответственно. Возможны и другие (не альтернативные) объяснения, например развитие сфеношазма, о чем свидетельствует бимодальность распределения кремния в вулканитах Торояги и Циблеша.

Линейные связи химизма вулканических пород с тектоническими структурами и динамическим режимом

На возможность использования связей химизма с геолого-геофизическими параметрами для реконструкций вариаций *PT*-условий выплавления магм указывалось неоднократно [Современные..., 1984; Абрамович, Клушин, 1978]. Глубинное строение областей распространения магматических пород описывалось геофизическими характеристиками. Также учитывались геометрические параметры вулканических ареалов и сопряженных молассовых прогибов.

По типу связи химизма вулкаников с фронтально-тыловыми характеристиками геолого-геофизические параметры образуют четыре группы (табл. 3). В группу А входят гравитационное поле в редукции Буге (Δg), геопотенциал (G), тепловой поток (q), интенсивность землетрясений, геологическое время и геометрические характеристики молассовых прогибов.

Группа Б включает глубину залегания границы Мохоровичича (H), параметры рельефа вулкаников (h), недипольную составляющую геомагнитного поля (Z_{st}) и современные вертикальные движения (D). Аномальное магнитное поле и температура на границе Мохоровичича под молассовыми прогибами образуют третью группу, а геометрические характеристики вулканических массивов и тепловой поток через молассу – четвертую. Как видим, химизм фронтальных и тыловых частей вулканических ареалов обладает одинаковым набором связей, что говорит о более сильном влиянии на полученные соотношения не поперечной, а продольной зональности вулканических дуг. Исключение составляет T_i с полярными связями для фронтальных и тыловых районов.

Соотношения химизма пород с характеристиками плотностей неоднородности глубин (Δg и G , группа А) качественно однотипны связям базальтов островных дуг Тихоокеанского кольца [Абрамович, Клушин, 1978]. Проявляется прямая зависимость плотности от химической неоднородности выплавки и, следовательно, плавящегося субстрата. Положительная корреляция q с Δg и G означает, что тепловой поток не отражает разуплотненности мантии, которая фиксируется в гравитационном поле и, видимо, указывает на состояние лишь самой верхней части литосферы. По этим же причинам Z_{st} оказалась полярна q и попала в группу Б. Опираясь на модель теплопереноса [Абрамович, Клушин, 1987], можно сказать, что эти две характеристики термической неоднородности глубин являются индикаторами разных потоков масс и тепла. q описывает ту часть общего потока, которая проникает в земную кору и выносится на поверхность, Z_{st} и G – физическое состояние верхней мантии в целом. Анализируя далее связи параметров группы Б, можно отметить, что в областях с более мощной корой наблюдаются более высокие вулканические постройки и пониженное положение магмогенерирующего слоя. Это выражается в отрицательных связях с SiO_2 и $Fe/(Fe + Mg)$. Кроме того, в этих условиях происходит более интенсивное взаимодействие мантийной магмы с коровым веществом и, следовательно, обогащение ее Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Отрицательная связь между G (группа А) и H (группа Б) позволяет предположить, что в областях с менее мощ-

Т а б л и ц а 3

Линейные связи химизма вулкаников с характеристиками тектонических структур и динамического режима

Группа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Fe	Fe_2O_3/Fe	$Fe/(Fe + Mg)$
А	+	±	-	-	+	-	-	+	-	+
Б	-	∓	+	-	-	+	+	-	+	-
В	+	±	-	-	-	-	+	+	-	+
Г	-	∓	+	+	+	+	-	-	+	-

ной корой "базальтовый" слой преобладает над "гранитным". Это заключение подтверждают данные о современных вертикальных движениях, скорость которых меньше в районах с "тонкой" и "плотной" корой.

В группе В наибольший интерес представляют соотношения химизма пород с интенсивностью аномального магнитного поля. Отрицательные связи наблюдаются с содержаниями Al_2O_3 , CaO, положительная — с содержанием K_2O . Спектр связей указывает на то, что при низкой окисленности Fe и слабой обводненности наблюдается увеличение интенсивности магнитного поля. Это может свидетельствовать о преимущественно окислительном характере флюидов. Наши выводы подтверждаются исследованиями флюидной фазы в породах Закарпатья [Флюидный..., 1980].

В группу Г входят геометрические характеристики вулканических массивов (ширина, площадь и др.), являющиеся индикаторами экстенсивности магматических процессов. Коэффициенты корреляции индикаторов экстенсивности вулканизма с петрохимическими характеристиками отражают две тенденции. Первая связана с вариациями полноты плавления субстрата, на что указывают положительные корреляции с содержанием MgO и CaO и отрицательные — с K_2O , Fe и Fe/(Fe + Mg). Вторая тенденция, обусловившая положительные корреляции с Al_2O_3 , Na_2O и Fe_2O_3 , свидетельствует о более массовых излияниях в условиях большего обводнения магматического очага. Кроме того, учитывая, что более массовые излияния происходили в областях с пониженной вязкостью подастеносферного субстрата, можно предположить здесь повышенную скорость субдукции, как бы компенсирующую снижение вязкости.

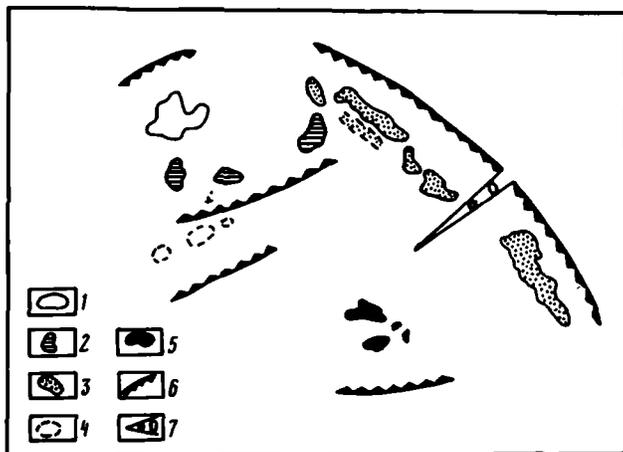
Корреляционные связи между q , G , Δg , h , D и H позволяют построить модели разрезов земной коры и условий магмообразования, отвечающие крайним членам в ряду продольной зональности вулканических дуг, не противоречащие эмпирическим данным. Первая модель, относящаяся к более древним областям, характеризуется тонкой корой с преобладанием "базальтового" слоя над "гранитным", узким вулканическими ареалами и широкой авулканичной зоной. Следствием этого являются слабые вертикальные движения и повышенные значения q , Δg и G .

Вторая модель описывает более молодые области, где наблюдается мощная кора с обратным соотношением "гранитного" и "базальтового" слоев, сильным "всплыванием" и пониженными значениями q , Δg и G . Ширина вулканических ареалов увеличивается, так же как и высота вулканических построек. Эти различия отражают особенности PT -условий на глубине магмообразования, изменяющейся вдоль дуг в процессе их эволюционного развития. Отсюда вытекают петрохимические следствия, которые можно наблюдать в парных коэффициентах корреляции. С уменьшением значений Δg , q , G и увеличением — h , H (от первой модели ко второй) происходит снижение содержаний в вулканических породах SiO_2 , TiO_2 , CaO, Fe и Fe/(Fe + Mg) и увеличение — Al_2O_3 , MgO, Na_2O , K_2O и Fe_2O_3 . Это можно объяснить несколькими тенденциями: а) снижением уровня геозотерм — уменьшение содержаний SiO_2 , Fe и Fe/(Fe + Mg); б) увеличением полноты плавления мантийного субстрата — повышение содержаний MgO и снижение Fe/(Fe + Mg); в) повышением обводненности магм — увеличение содержаний Al_2O_3 , Na_2O и Fe_2O_3 ; г) повышением степени "контаминированности" магм — увеличение содержаний Al_2O_3 , Na_2O и K_2O ; д) увеличением скорости субдукции — повышение экстенсивности вулканических излияний.

Геодинамическая модель формирования неогенового вулканизма

Анализ геологических и тектонических данных, латеральной петрохимической зональности позволяет предложить общую схему геодинамической эволюции Карпатского региона (рис. 53).

В эггенбургии — 19,5 млн лет назад — начала формироваться Средневенгерская вулканическая дуга. Миграция вулканизма происходила в северном и северо-восточном направлениях через междуречье Дуная и Тисы в Затисский район, где древнейшие породы датируются 18,25 млн лет. Для фронтальной части дуги характерен пониженный



Р и с. 53. Схема геодинамической эволюции Карпатского региона

1 - Центрально-Словацкая вулканическая площадь; 2 - Северо-Венгерская вулканическая дуга; 3 - Карпатская вулканическая дуга; 4 - Средневенгерская вулканическая дуга; 5 - Апусенская вулканическая площадь; 6 - реконструируемые палеозоны Беньофа; 7 - Циблеш-Тороягский сфеношазм

уровень геоизотерм и вместе с тем повышенная степень плавления мантийного субстрата. Вулканизм закончился в сармате с отмиранием зоны субдукции, падающей на северо-запад. Конвергентная граница маркируется Сзольнок-Марамурешским флишевым поясом.

На границе карпата-бадена (16,5 млн лет) образовалась Северо-Венгерская дуга. Первыми вулканическими проявлениями были стратовулканы Бержень и Дуназуг, завершающими - сарматские (11 млн лет) лавы Токая. Реконструируемая зона Беньофа направлена также на северо-запад. От тыла к фронту дуги происходило повышение глубины магмообразования и степени плавления. Аналогичное наблюдается и вдоль дуги от Дуназуга к Токаю. Причем как в поперечном сечении, так и в продольном тенденция к увеличению полноты плавления субстрата оказывала преобладающее влияние на изменчивость химизма пород. Несколько позже, в бадене, начали функционировать еще три зоны субдукции: с юга - формировавшая Апусенскую площадь, с северо-востока - Чопскую цепь погребенных вулканов и с севера - северо-запада - Центрально-Словацкую вулканическую площадь. Все зоны субдукции сопровождаются флишевыми поясами. Для этих вулканических ареалов наблюдается повышенная температура магм во фронтальных частях. В Штявнице-Кремнице и Апусенях магмогенерирующая зона поднимается к фронтальным частям, обводненность которых меньше, чем тыловых. В Чопской цепи погребенных вулканов наблюдаются обратные соотношения. В сармате вулканическая активность закончилась в Апусенях, чуть позже - в Чопской цепи.

Частично в сармате, но в основном в панноне начала формироваться северо-западная часть Карпатской вулканической дуги в результате продолжавшейся субдукции с северо-востока. При этом от краевых массивов Прешов и Гутый к зоне сочленения Оаш и Выгорлат повышается уровень геоизотерм и обводненность среды магмообразования. Степень плавления в этом направлении снижается.

В панноне известково-щелочной вулканизм закончился в Центральной Словакии и начался в юго-восточной части Карпатской дуги формированием цепи Кэлимани-Харгита. По всей видимости, в это же время между массивами Гутый и Кэлимани развивался сфеношазм, приведший к образованию в понте массивов Торояга и Циблеш. Вулканизм мигрировал вдоль дуги и закончился в Румынии (1,5 млн лет назад) в Харгите. В этом же направлении снижается глубина генерации магмы, степень плавления мантийного субстрата, а обводненность увеличивается. В поперечном сечении Карпат-

ская дуга однородна: в обеих частях от фронта к тылу наблюдается повышение уровня геозотерм и снижение обводненности среды магмообразования.

Таким образом, в Карпатском регионе функционировало пять зон субдукции, которые в течение достаточно короткого временного промежутка – 19,5–1,5 млн лет, по всей видимости, на предколлизийной и (или) раннеколлизийной стадии, сопровождались формированием своей области известково-щелочного вулканизма. Специфика условий поглощения литосферного материала в каждой из этих зон обусловила разнообразие условий магмогенеза и, как следствие, – широкий спектр латеральных петрохимических трендов.

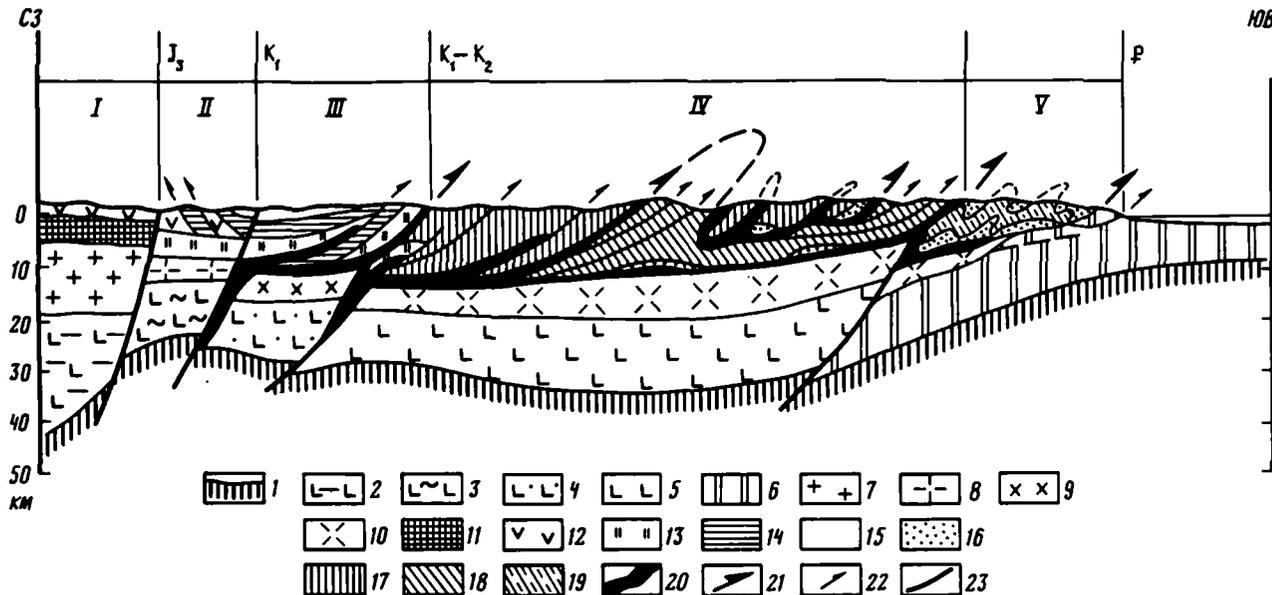
АККРЕЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В КОРЯКСКОМ НАГОРЬЕ

В течение ряда лет в Геологическом институте АН СССР ведутся исследования с целью выяснения закономерностей развития зон перехода океан–континент. Эти работы базируются на структурных, стратиграфических и литологических данных. Полученные результаты позволили разработать модель развития региона, включающую основные положения тектоники плит, концепцию преобразования океанической коры в континентальную и концепцию тектонической расслоенности литосферы. Эта модель позволяет подойти к рассмотрению наименее разработанных вопросов аккреционной тектоники Корякского нагорья.

Корякское нагорье – это гигантское аккреционное покровно-складчатое сооружение, в пределах которого аллохтонные пластины, сложенные разнообразными океаническими, островодужными, междуговыми и окраинно-морскими структурно-вещественными комплексами (СВК), слагают несколько самостоятельных покровных систем, различающихся временем своего образования и включения в состав континентальной окраины. В своих работах авторы придерживаются деления Корякского нагорья на две покровно-складчатые системы: Анадырско-Корякскую, занимающую северную и центральную части нагорья, и Камчатскую, к которой принадлежит южная часть нагорья [Григорьев и др., 1984, 1986, 1987]. Анадырско-Корякская покровная система отделяется от мезозойско-Северо-Востока СССР Таловско-Майнской шовной зоной. В пределах Анадырско-Корякской покровной системы известны океанические комплексы преимущественно двух возрастных интервалов: позднепалеозойско-раннемезозойского, которые обнаружены преимущественно в Таловско-Майнской зоне и Эконайской системе покровов (рис. 54), и позднеюрско-меловые океанические комплексы, известные в Эконайской и Олюторской системах покровов. Следует заметить, что изученность этого района в целом и океанических образований в нем еще очень мала, поэтому для описания некоторых особенностей строения океанических комплексов и способа их аккреции авторы используют не все, а лишь наиболее достоверные данные по двум системам покровов – Эконайской и Олюторской, учитывая материал по Емраваам-Пикасваямской.

Позднепалеозойско-раннемезозойские океанические образования

Океанические образования этого возраста изучены главным образом в Эконайской зоне, или системе покровов [Казимиров, 1985], протягиваясь от оз. Пекульнейского на востоке до истоков р. Ваеги на западе, где они входят в структуру Емраваам-Пикасваямской системы покровов. Пока в этих районах позднепалеозойско-раннемезозойские образования изучены еще недостаточно; проверка некоторых разрезов, предлагавшихся в качестве опорных для палеозоя – "гольцовская" и "накыпыйлякская" толщи [Эпштейн и др., 1985], показала, что в действительности они состоят из серии тектонических пластин самого разного возраста [Брагин, 1988]. Фрагменты толщ этого возраста также развиты в виде экзотических блоков в серпентинитовых меланжах Корякского нагорья [Руженцев и др., 1979; Александров, 1978]. В Эконайской систе-



Р и с. 54. Схематический профиль через аккреционное сооружение Корьякского нагорья

1 – поверхность М; 2–5 – базальтовые слои: 2 – мезозойд Северо-Востока СССР, 3 – поздних мезозойд, 4 – Пенжинской шовной зоны, 5 – Корьякской складчатой области; 6 – океаническая кора с Янранайским аккреционным комплексом; 7–10 – гранитно-метаморфические слои: 7 – мезозойд, 8 – поздних мезозойд, 9 – Пенжинско-Анадырской зоны, 10 – Корьякской складчатой области; 11 – рифейско-мезозойские комплексы мезозойд; 12 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 – палеозойские океанические и переходные комплексы; 14 – мезозойские туфотерригенные комплексы; 15 – палеоген-четвертичный чехол; 16 – верхнепалеозойско-нижнемезозойские комплексы с тетической фауной; 17 – вул-

каногенно-кремнисто-граувакковые серии верхней юры–нижнего мела (аллохтон Корьякской системы покровов); 18 – туфогенные серии верхней юры–верхнего мела (автохтон Корьякской системы покровов); 19 – терригенные серии верхней юры–верхнего мела Эконайской покровной системы; 20 – фрагменты верхней мантии и меланократового фундамента; 21 – границы крупных покровных систем; 22 – чешуи и надвиги; 23 – глубинные разломы, разделяющие разновозрастные аккреционные структуры.

Основные структурные элементы: I – мезозойды, II – поздние мезозойды, III – Пенжинско-Анадырская шовная зона, IV – Корьякская система покровов, V – Эконайская система покровов. Возрастными индексами показано время формирования аккреционных окраин Азиатского континента

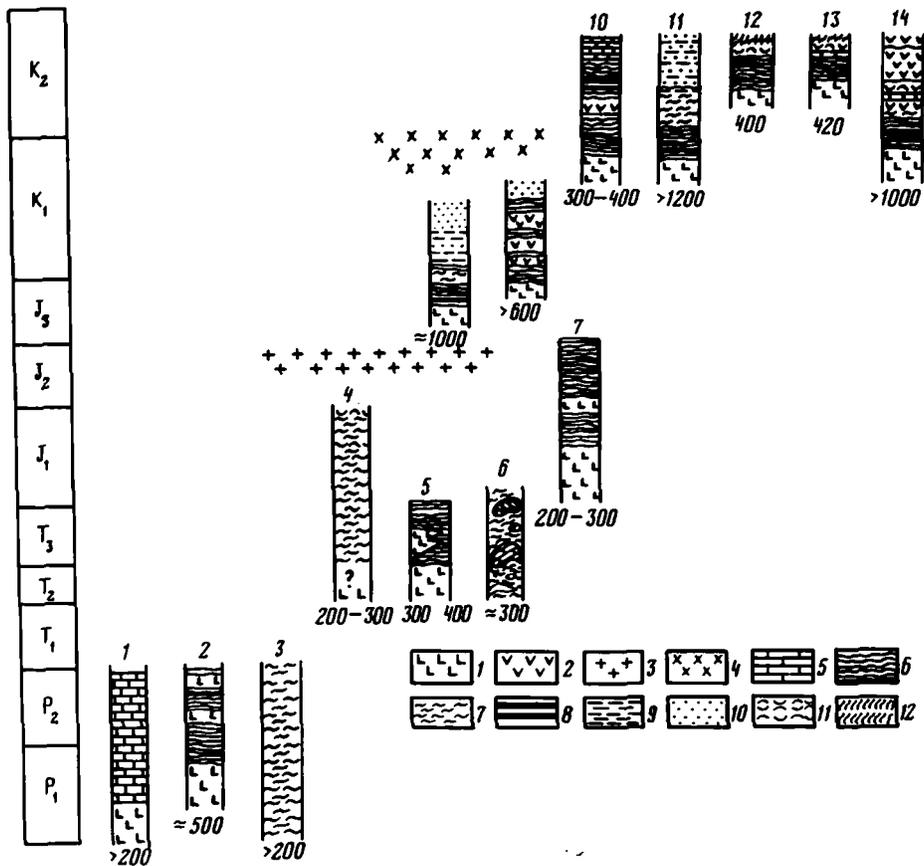
ме покровов эти комплексы занимают наиболее высокое структурное положение и слагают тектонически обособленные сложно деформированные (вплоть до лежащих складок) покровы 2-го и 3-го рода [Руженцев и др., 1979]. Важной особенностью этих покровов является то, что они бескорневые. Все ранее предпринимавшиеся попытки выделения корней были неудачны [Александров, 1978; Руженцев и др., 1979].

В характере размещения позднепалеозойско-раннемезозойских отложений наблюдается следующая закономерность: комплексы пород с фауной бореальной биогеографической провинции расположены в западной части Корякского нагорья и входят в структуру Таловско-Майнской шовной зоны, а юго-восточнее расположены комплексы, содержащие фауну тетической биогеографической провинции [Григорьев и др., 1986; Устрицкий, Храмов, 1987]. Для раннемезозойских отложений, кроме того, выявлена еще одна закономерность – комплексы, относимые нами в целом к океаническим, развиты юго-восточнее островодужных комплексов этого возраста, также содержащих фауну тетической провинции; часто они отделены еще и полосами серпентинитового меланжа.

Среди отложений этого возраста можно выделить два крайних типа: эффузивно-карбонатные мелководные образования позднего палеозоя и эффузивно-кремнистые и туфокремнистые относительно глубоководные отложения перми и раннего мезозоя (рис. 55).

Изучение петрохимии базальтов показало, что базальты подстилающие карбонатные мелководные отложения верхнего палеозоя, относятся к высокотитанистым щелочно-оливиновым базальтам, сходным с внутриплитными базальтами океанических поднятий и островов [Бялобжеский и др., 1981]. Базальты, входящие в состав эффузивно-кремнистых образований, близки к базальтам срединно-океанических хребтов. Среди осадочных мелководных отложений широко распространены чистые биогенные известняки, содержащие многочисленную фауну (фораминиферы, кораллы). Эти известняки слагают верхние части вулканогенных разрезов и, вероятно, формировались на вершинах подводных гор. Другой тип отложений – относительно глубоководные чисто кремнистые образования, содержащие многочисленную фауну радиолярий и конодонтов. Комплексы конодонтов указывают на относительно глубоководные условия накопления этих толщ [Брагин, 1988]. Мощности таких отложений чрезвычайно малы и не превышают для среднего и верхнего триаса 40–80 м, что указывает на очень низкие темпы кремнистой седиментации в это время [Брагин, 1988].

Формационный анализ позволяет выделить среди позднепалеозойско-раннемезозойских образований комплексы океанических поднятий и депрессий, энсиматических островных дуг [Бялобжеский и др., 1981; Григорьев и др., 19786]. Кроме того, широко развиты так называемые экзотические толщи [Соколов, 1985] (см. рис. 55, разрез б). Для них характерно, что в чисто кремнистой толще триасового возраста залегают крупные (десятки метров) олистолиты верхнепалеозойских известняков. Особенностью подобных отложений является отсутствие какого-либо другого обломочного материала кроме карбонатного (см. рис. 55). Предполагается их формирование при рифтинге (рассеянном спрединге) более ранних палеозойских поднятий, который происходил в триасовое время и при котором шло оползание карбонатных пород с вершин этих поднятий в бассейн с кремнистой седиментацией [Соколов, 1985]. Подобные образования известны в Японии, на Сахалине, в Канадских Кордильерах, по всей периферии Тихоокеанского складчатого пояса. Характер фауны и имеющиеся палеомагнитные данные по этим регионам [Monger, Ross, 1971; Irving, 1979] указывают на формирование этих комплексов в более южных широтах. Предполагается, что после своего образования они испытали значительные перемещения в северном направлении. В процессе своего движения позднепалеозойско-раннемезозойские комплексы подвергались тектоническим деформациям, происходило совмещение в пространстве и столкновение различных тектонических структур, при этом генетически разнородные комплексы объединялись в единые блоки. Это вызывало утолщение первоначальной океани-



Р и с. 55. Схема сопоставления океанических образований Корьякского нагорья

Разрезы, образования которых входят: 1-11 - в Эконайскую систему покровов, 12-14 - в Олоторскую систему покровов; 1-7 - комплексы досреднеюрской аккреционной структуры Хатырского поднятия [Григорьев и др., 1987а]; 8-11 - комплексы позднемереловой Янранайской аккреционной структуры [Григорьев и др., 1987б]; 12-14 - комплексы палеоцен-эоценовой Олоторской аккреционной структуры.

1 - океанические базальты, близкие к MORB; 2 - базальты, сходные с внутриплитными океаническими базальтами; 3 - аккреционные плагииграниты среднеюрского возраста; 4 - аккреционные плагииграниты средне-позднемерелового возраста; 5 - пелагические и биогермные известняки; 6 - слоистые преимущественно красные яшмы и радиолариты; 7 - слоистые серые и зеленые кремни; 8 - металлоносные кремнистые осадки; 9 - алевролиты; 10 - песчаники и гравелиты; 11 - туфы, гялокластиты и вулканомиктовые песчаники; 12 - кремнистые турбидиты. Цифры под колонками - мощность, м

ческой коры и приводило к формированию океанических поднятий со сложной покровной структурой. Тектонические срывы локализовались на разных уровнях, но чаще всего это 2-й и 3-й слои океанической коры. Окончательное совмещение позднепалеозойско-раннемезозойских комплексов произошло в средней юре, что привело к формированию Хатырского поднятия [Григорьев и др., 1987б]. Поэтому неправильно рассматривать всю эту сложную структуру, включающую самые разнообразные комплексы самого разного возраста, как единый экзотический террей, что сделано в некоторых работах [Зоненшайн, 1986; Fujita, Newberry, 1981].

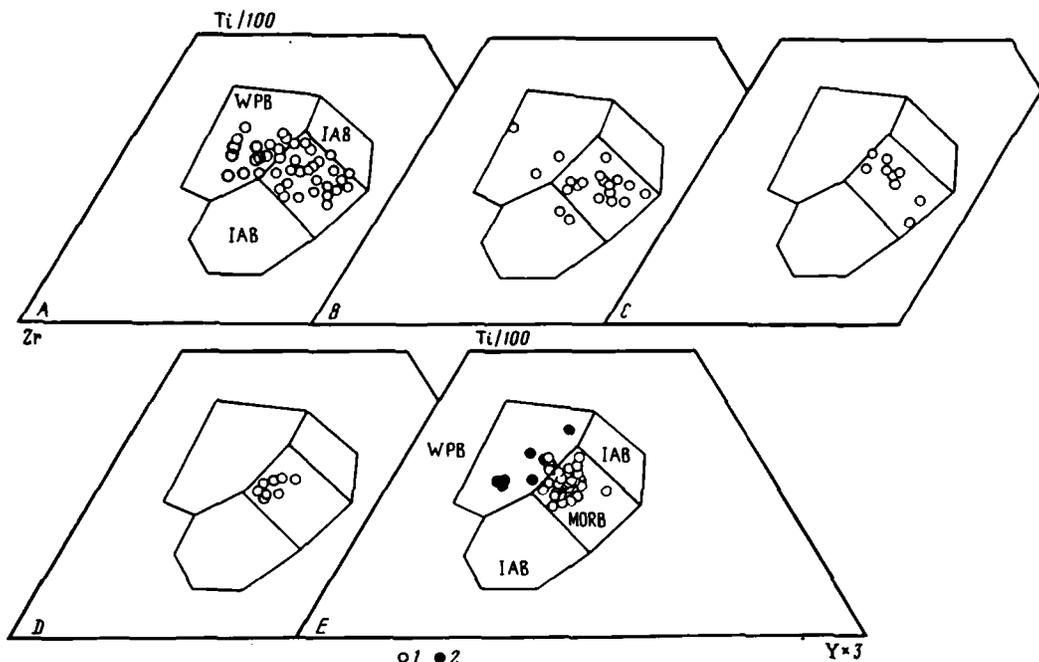
Позднемезозойские океанические образования

Среди образований этого возраста известны позднеюрско-раннемеловые, входящие в структуру Эконайской и Емраваам-Пикасвьямской систем покровов. Они прослежены от оз. Пекульнейского на востоке до верховьев р. Апука на западе на 300 км (см. рис. 55, разрезы 8, 9).

Вулканиды представлены зеленокаменно измененными базальтами, среди которых выделяются две серии: примитивных толеитов типа базальтов срединно-океанических хребтов, развитых в нижних частях разреза, и щелочно-оливиновых высокотитанистых, сопоставимых с базальтами подводных гор и океанических поднятий, занимающих более высокое стратиграфическое положение (рис. 56, А). Возрастной диапазон этого комплекса охватывает период с титонского века поздней юры до альбского века ранне-го мела, т.е. примерно 50 млн лет [Григорьев и др., 1987а]. Суммарная мощность осадочной части разреза не превышает 100 м, т.е. этот разрез является конденсированным. Кремнистые породы представлены преимущественно радиоляритами, но среди них встречаются в резко подчиненном количестве гидротермальные яшмокарциты, марганцево-железистые корки и осадки, обогащенные рудным компонентом — аналоги металлоносных осадков океанов [Григорьев и др., 1978б]. Сравнение остатков позднеюрских радиолярий с известными из одновозрастных толщ, для которых имеются палеомагнитные данные, из североамериканского обрамления показывают на принадлежность изученного нами комплекса к южной части борельной провинции [Pessagno et al., 1986].

Установлена следующая интересная закономерность для образований верхнего покрова Яранайского структурно-формационного комплекса: происходит омоложение наиболее нижних горизонтов с запада на восток от оксфордского до титонского яруса поздней юры. Такая закономерность согласуется с направлением омоложения магнитных аномалий в Алеутской котловине Берингова моря [Cooper et al., 1976]. Учитывая принадлежность указанных отложений к океаническим и принимая во внимание их наиболее южное положение при развертке покровов для этого возраста [Руженцев и др., 1979; Григорьев и др., 1987а], можно рассматривать юрско-нижнемеловые комплексы как фрагменты океанического дна, заключенные в структуре аккреционной призмы, т.е. как фрагменты плиты Алеутия [Cooper, et al., 1976] или Кула [Зоненшайн, 1986].

Верхнемеловые океанические образования известны только в восточной части Эконайской системы покровов в структуре Яранайского аккреционного комплекса [Григорьев и др., 1987а] и пользуются широким распространением в южной части Корякского нагорья, в Олюторской системе покровов, где они протягиваются на расстояние до 1000 км и переходят южнее в структуру Камчатки. В Яранайском комплексе Эконайской системы покровов верхнемеловые образования слагают две нижние в структурном отношении пластины [Григорьев и др., 1987а]. Их разрез делится четко на две части: нижняя часть разреза сложена базальтами типа базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 56, В, С), а верхняя — осадочными породами. Нижние части осадочного комплекса сложены конденсированным кремнистым разрезом (пелагический тип седиментации), сменяющимся выше обломочной толщей кампанского возраста (гемипелагический тип седиментации, можно рассматривать как турбидитный клин) с высокими скоростями осадконакопления. В конденсированном кремнистом разрезе обнаружены металлоносные осадки, тонко переслаивающиеся с радиоляритами. По геохимии они близки к металлоносным осадкам Восточно-Тихоокеанского поднятия и впадины Бауэр в Тихом океане. Для них также характерна четкая отрицательная цериевая аномалия. Присутствуют также прослои десквамационных гялокластитов (сферoidalные гялокластиты). Обнаружены горизонты радиоляритов с перемытгой и переотложенной фауной радиолярий. Обращает на себя внимание также "чистота" кремнистых разрезов, т.е. отсутствие терригенной и почти полное отсутствие туфогенной примеси. Все эти особенности указывают на формирование подобных конденса-



Р и с. 56. Дискриминационная диаграмма $(Ti/100)-Zr-Y \times 3$ для базальтов позднемезозойских аккреционных комплексов [Pearce, Norry, 1979]

WPB – поле внутриплитных базальтов; IAB – поля базальтов островных дуг; MORB – поле базальтов срединно-океанических хребтов; A, B, C – относительный автохтон Эконайской системы покровов: A – базальты позднеюрско-раннемелового возраста из верхней пластины Янраинского комплекса (см. рис. 55, разрез 9), B – базальты альб-сантонского возраста из средней пластины Янраинского комплекса (см. рис. 55, разрез 10), C – базальты альб-туронского возраста из нижней пластины Янраинского комплекса (см. рис. 55, разрез 11); D, E – Олюторская система покровов: D – базальты коньяк?-сантон-кампанского возраста из вулканогенно-кремнистого типа разреза, Этельчикская пластина (см. рис. 55, разрез 13), E – базальты альб?-сантон-кампанского возраста из вулканогенного типа разреза – снеговая пластина (см. рис. 55, разрез 14). 1 – анализы образцов из коллекции К.А. Крылова, В.Н. Григорьева, П.И. Федорова; 2 – анализы из работы [Bogdanov, Fedorchuk, 1987]

рованных кремнистых разрезов в широком открытом бассейне с океаническим типом коры, нормальной соленостью и ниже критической глубины карбонатакоплением, что позволяет считать подобные образования палеоокеаническими, а вышележащие терригенные рассматривать в качестве фации желоба [Григорьев и др., 1987а; Jenkyns, 1986]. Особенно наглядно такая смена типа седиментации фиксируется в нижней пластине, где кремнистые отложения мощностью 20 м сменяются терригенными отложениями турбидитов и зерновых потоков мощностью до 1000 м. Верхняя часть этого разреза была накоплена за 5–7 млн лет, а на формирование 20-метровой подстилающей толщи приходится 15–20 млн лет.

В южной части Корякского нагорья (Олюторская зона) среди позднемеловых эффузивно-кремнистых образований выделяется несколько типов. Один из них существенно вулканогенный мощностью более 1200 м. В нем имеется лишь несколько прослоев кремнистых пород на разных стратиграфических уровнях суммарной мощностью не более 60 м и охватывающих большой промежуток времени от альба до кампана [Вишневская и др., 1981; Астраханцев, Казимиров, Хейфец, 1987; Богданов и др., 1987]. В верхней части разреза имеются мощные пачки пульверизационных гиалокластитов (везикулярные гиалокластиты), которые указывают на относительно малые глубины при формировании этих отложений, не превышающие 500 м (см. рис. 55). Геохимические особенности базальтов верхней части разреза вулканогенного комплекса позво-

ляют отнести их к щелочно-оливиновой высокотитанистой серии, характерной для внутриллитных базальтов океанических островов и поднятий [Федорчук и др., 1987; Pearce, Norry, 1979; Bogdanov, Fedorchuk, 1987]. Для объяснения их геохимических особенностей была предложена модель с плавлением глубинного источника типа горячей точки [Богданов и др., 1987; Bogdanov, Fedorchuk, 1987]. Карбонатонакопление, видимо, было подавлено интенсивной вулканической деятельностью. Другим типом разреза является депрессионный тип ("красный", или "матыскенский", вытынский комплекс — [Астраханцев, Казимиров, Хейфец, 1987; Казимиров и др., 1987]). В этом типе разреза наблюдается четкое деление на две части: нижняя часть сложена подушечными базальтами, близкими к базальтам срединно-океанических хребтов (см. рис. 55, 56), а осадочная часть представлена толщей (первые сотни метров) кремнистых пород. Большая часть этой мощной толщи приходится на кампанскую часть разреза, представленную кремнистыми турбидитами, содержащими в кремнистом матриксе многочисленные обломки призматических слоев раковин иноцерамов. Возрастной диапазон всех комплексов, известных в Олюторской зоне, не превышает 40 млн лет. Эффузивно-кремнистые комплексы, развитые здесь, также слагают бескорневые тектонические покровы. Эти комплексы не входили в состав плиты Кула, а, по всей вероятности, были сформированы в результате спрединга на более древней океанической коре. Попытки считать для них корневой зоной Алеутскую котловину Берингова моря [Богданов и др., 1982] являются неубедительными, поскольку возраст дна Алеутской котловины, установленный по магнитным аномалиям, более древний [Cooper et al., 1976]. Относительные перемещения, установленные по вергентности структур на восточном побережье Олюторского полуострова, говорят скорее всего о надвигании Олюторской системы покровов на Алеутскую котловину, а не наоборот [Казимиров, Крылов, 1987]. Касаясь южной части Корякского нагорья, следует отметить тот факт, что начало совмещения разнотипных океанических комплексов предвяряет собственно островодужный этап. Этот ранний (маастрихт) этап деформаций выявляется по наличию интенсивно дислоцированных фрагментов океанических комплексов (ватынских отложений) в олистостроме маастрихтского возраста [Казимиров и др., 1987; Астраханцев и др., 1987]. Собственно островодужный этап на юге Корякского нагорья начался с позднего маастрихта. Проведенная палинспастическая реконструкция [Астраханцев, Казимиров, Хейфец, 1987; Казимиров и др., 1987] позволяет предполагать поддвиг более южных структур (вулканогенный тип разреза, см. рис. 55, разрез 14) под более северные (матыскенский тип разреза, см. рис. 55, разрез 12). Впоследствии в палеоцен-эоценовое время вся сложная Олюторская система покровов была обдуцирована с юга на север, на терригенные отложения Укэлятского окраинного бассейна, в виде единого аллохтона [Митрофанов, 1977; Астраханцев и др., 1987; Казимиров и др., 1987].

Аккреционный магматизм

В Корякском нагорье среди магматических пород в аккреционном комплексе Эконайской и Емраваам-Пикасьваямской систем покровов большое распространение имеют лейкократовые кислые породы — плагиограниты. По петрохимическим характеристикам (содержанию калия прежде всего) они попадают в поле океанических плагиогранитов [Колман, Донато, 1983]. Ранее было отмечено [Крылов, 1986], что в Эконайской системе покровов по структурному положению среди плагиогранитов выделяются три типа. Один из них входит в состав офиолитовой ассоциации, а два других по времени оторваны от офиолитов. Они образуют самостоятельную плагиогранитную формацию. Петрографически все типы сходны между собой, и преобладающей разностью являются плагиогранитовые порфириды, однако по структурному положению они существенно различаются между собой. Так, более ранние прорывают верхнепалеозойско-нижнеюрские комплексы и участвуют в структуре Эконайской и Емраваам-Пикасьваямской систем покровов. Их внедрение следует сразу же после тектонического

совмещения океанических комплексов нижнего мезозоя и верхнего палеозоя в среднеюрский этап аккреции (см. рис. 55). Более молодые плагиограниты отличаются тем, что прорывают все покровные элементы, включая нижнемеловые отложения, но сами перекрываются с трансгрессивным контактом неоавтохтоном. На основании такого положения их возраст устанавливается как позднемеловой, а их внедрение произошло сразу же после этапа аккреции позднеюрско-раннемелового эффузивно-кремнистого комплекса, слагающего верхний покров в Янранайском аккреционном комплексе [Крылов, 1986; Григорьев и др., 1987a]. Такие особенности структурного положения позволяют сделать вывод, что появление плагиогранитов в Эконайской и Емраваам-Пикасьвааямской системах покровов есть реакция на тектоническое совмещение океанических и островодужных комплексов – аккрецию. А геохимические особенности таких плагиогранитов отражают особенности плавящегося субстрата: низкокалиевые океанические базальты и кремнистые осадки. Модель фракционной кристаллизации, предложенная для океанических плагиогранитов [Колман, Донато, 1983], в этом случае не подходит, поскольку отсутствуют промежуточные члены ряда от базальта до плагиогранита. На это же указывают и содержания малых и редкоземельных элементов. Так, наблюдается резкий дефицит крупноионных литофилов, например Rb почти в 4 раза меньше, чем это следует из модели фракционной кристаллизации низкокалиевого океанического толеита. На нормализованном графике редких земель отмечается очень слабое накопление легких лантаноидов и обычно четкая отрицательная европиевая аномалия ($La_N/Yb_N = 1,25 \div 2,5$; $La_N/Sm_N = 1 \div 1,42$; $La_N = 10 \div 20$; $Yb_N = 5 \div 13$). В заключение подчеркнем наиболее важные особенности аккреционных плагиогранитов: этапность внедрения, каждый этап внедрения следует за фазой аккреции, оторванность от собственно островодужного магматизма и образование самостоятельной формации со специфической геохимией (обедненность крупноионными литофилами и высокозарядными элементами).

Обсуждение материала

Приведенный материал показывает, что в Корякском нагорье широко развиты разнообразные эффузивно-осадочные океанические образования. Главными и наиболее информативными в них являются базальтоиды и различные типы кремнистых пород. Прежде всего обращает на себя внимание то, что все вулканы из основных образований относятся либо к базальтам срединно-океанических хребтов, либо к внутриплитным базальтам, сходным с базальтами подводных гор и поднятий. Осадочные комплексы, перекрывающие эти базальты, содержат фауну, характерную для тетической биогеографической провинции. Эти комплексы охватывают достаточно значительный диапазон времени (поздний палеозой–ранний мезозой), но конкретно в каждом отдельном покрове возрастной диапазон слагающего его комплекса не превышает 50 млн лет. Это говорит об относительно коротком периоде времени от момента возникновения комплекса до момента его аккреции. Граница раздела между отложениями бореальной и тетической провинций проходит по Таловско-Майнской шовной зоне, при этом в Корякском нагорье мы не имеем комплексов фауны, переходных от тетических к бореальным. Это свидетельствует об уничтожении целой биогеографической зоны в результате субдукции. Для позднеюрско-раннемеловых и позднемеловых океанических комплексов, слагающих отдельные покровы, время формирования каждого отдельного комплекса также не превышает 40–50 млн лет.

Средняя скорость мезозойского кремненакопления (в абсолютных массах) по отношению к скорости седиментации терригенных формаций была в несколько раз меньшей. Обращает на себя внимание "чистота" кремнистых разрезов, т.е. отсутствие терригенной примеси, что может свидетельствовать об удаленности бассейнов кремненакопления от источников терригенного материала или об изолированности этих бассейнов от суши, видимо, структурами типа глубоководных желобов. Таким образом, можно говорить, что накопление конденсированных кремнистых разрезов происхо-

дило в пелагической обстановке. Сложнее определить глубину этих палеобассейнов. Поскольку не имеется прямых показателей глубин в этих бассейнах, приходится прибегать к косвенным признакам: отсутствие бентосной фауны, а также бескарбонатность большинства разрезов говорят об осадконакоплении ниже уровня карбонатной компенсации. Уровень критической глубины карбонатакопления был в прошлые геологические эпохи значительно выше, так, в мелу он оценивается в 2,5 км [Jenkyns, 1986]. Поэтому нельзя говорить напрямую об абиссальных глубинах осадконакопления в древних океанах. Наличие миндалекаменных базальтов в изученных разрезах не позволяет относить глубины древнего кремнеосаждения к абиссальным. В ряде разрезов (см. рис. 55, разрезы 1, 2, 9, 14), где имеется переслаивание осадков с базальтами, мы находим заведомо мелководные отложения. Например, в вулканогенном типе разреза позднего мела в Олюторской системе покровов (см. рис. 55, разрез 14) имеются пульверизационные гялокластиты, образующиеся в результате пульверизации лавы на глубинах, не превышающих 500 м. При этом карбонатакопление было подавлено, вероятно, из-за вулканической деятельности, т.е. были локальные вариации критической глубины карбонатакопления в древних океанических бассейнах. В других случаях мелководные карбонатные отложения венчают вулканогенную постройку (см. рис. 55, разрез 1). Особенностью всех разрезов, где имеется мощная вулканогенная часть или переслаивание потоков лав с осадками, является присутствие высокотитанистых щелочно-оливиновых базальтов, сходных с базальтами океанических поднятий и подводных гор (см. рис. 55, разрезы 1, 2, 5, 7, 9, 10, 14; рис. 56, А, В, Е). Именно к этим разрезам приурочены и мелководные осадочные породы. Вероятно, эти разрезы отражают строение древних океанических структур с повышенной мощностью коры. А разрезы с четким делением на нижнюю вулканогенную и верхнюю кремнистую части, но с возрастным диапазоном, не превышающим 40–50 млн лет, отражают строение древней океанической коры нормальной мощности, но относительно высокостоящей вследствие своей "молодости".

Анализ позднеюрско-раннемеловых радиолариевых комплексов показывает, что они близки к североамериканским, относимым к южной части бореальной провинции [Pessagno et al., 1986]. Это вступает в противоречие с некоторыми появившимися в последнее время реконструкциями, из которых следует, что указанные комплексы формировались вблизи экватора [Зоненшайн, 1986; Колтыпин, Кононов, 1986]. Эти данные не позволяют полностью принять известные реконструкции [Зоненшайн, 1986; Колтыпин, Кононов, 1986; Fujita, Newberry, 1981; Engebretson et al., 1984], объясняющие все геологические особенности строения северным дрейфом плиты Кула, и заставляют осторожнее относиться к масштабу предполагаемого перемещения.

Низкие ступени метаморфизма, характерные для всех описанных аккреционных комплексов, а также слабый рост степени метаморфизма вкост простирания структур свидетельствуют об очень пологом поддвиге этих комплексов в момент аккреции.

Смену вверх по разрезу в ряде комплексов кремнистых отложений с низкими скоростями седиментации терригенными отложениями с высокими скоростями седиментации можно интерпретировать как приближение океанической плиты к источнику сноса (вероятно, к Хатырскому поднятию).

Тектонический срыв при формировании покровов в момент аккреции чаще всего приходится на 2-й слой океанической коры. Проведенные ранее палинспастические реконструкции и структурный анализ позволяют говорить о последовательном поддвиге периферических частей океанических плит в меловое время с юга на север под ранее сформированную структуру Хатырского поднятия [Руженцев и др., 1979; Казимиров, 1985; Григорьев и др., 1987а,б; Казимиров и др., 1987]. При этом поддвиге предполагается расслоение верхней части океанической плиты, срыв по "базальтовому" слою верхней части и вовлечение отслоившейся части в аккреционную призму. При этом наиболее древние комплексы занимают наиболее верхнее структурное положение, как и предполагается в аккреционной модели. Необходимо заметить, что в современных аккреционных призмах не характерно присутствие эффузивно-кремнистых образова-

ний, они известны лишь в ряде мест в виде отдельных чешуй на островах Тимор, Барбадос и в Южной Аляске. Из этих примеров и по материалам глубоководного бурения следует, что обычно океаническая плита субдуцируется под островную дугу "спокойно", без аккреции. Типичной ситуацией является субдукционная эрозия, а не аккреция. В случаях с аккрецией в призму вовлекаются осадки, сформировавшиеся на островном склоне желоба. Нами предлагается следующее объяснение Корякского феномена – чрезвычайно широкого развития среди аккреционных комплексов эффузивно-яшмовых океанических образований. В аккреционную призму попадает и сохраняется либо "молодая" высокостоящая океаническая кора, не успевшая остыть и не потерявшая вследствие этого "плавучести" (инверсия плотностей в океанической литосфере происходит примерно через 80 млн лет). Кроме "молодой" океанической коры, в аккреционных комплексах сохраняется "аномальная" океаническая кора: океанические поднятия и острова, имеющие кору повышенной мощности и, следовательно, также с трудом поддающиеся субдукции вследствие избыточной "плавучести". Касаясь южной части Корякского нагорья, отметим, что начало совмещения океанических комплексов между собой предваряет собственно островодужный этап. Вероятно, какое-то время шла субдукция без вулканизма. Этот ранний этап деформаций выявляется по наличию интенсивно деформированных фрагментов океанических комплексов в олистостроме маастрихтского возраста [Митрофанов, 1977; Казимиров и др., 1987].

Выводы

1. Корякское нагорье представляет собой гигантское аккреционное сооружение, состоящее из комбинации вторично совмещенных тектонических пластин, сложенных как местными, так и первоначально удаленными на значительные расстояния структурно-формационными комплексами.

2. Формирование континентальной окраины происходило в течение длительного периода времени – не менее 120 млн лет. Нарастание континента шло за счет причленения все более новых структур со стороны океана в результате поддвига более южных структур под северные, т.е. океанических под островодужные. При этом наблюдается северный дрейф всех структур.

3. Аккреция представляет собой дискретный процесс, в котором выделяется несколько этапов тектонических деформаций, преобразования океанической коры в субокеаническую и субконтинентальную и становления гранитно-метаморфических слоев.

4. Тектонические движения происходили на разных структурных уровнях, что обеспечило дифференцированное латеральное перемещение масс горных пород, приведшее к тектонической расслоенности. Для наиболее крупных тектонических покровов характерны наиболее глубинные уровни срыва. Для океанических комплексов в целом характерен срыв по 2-му слою океанической коры.

5. В аккреционных комплексах сохранились либо остатки "молодой" океанической коры, либо океанической коры повышенной мощности океанических поднятий и гор. Для сохранения в аккреционной призме океаническая кора должна обладать избыточной "плавучестью".

6. Процессы аккреции океанических комплексов характеризуются особым типом магматизма, а именно плагιοгранитным, в котором особенности геохимии (дефицит литофильных элементов) обусловлены особенностями плавящегося субстрата – океаническими толеитовыми базальтами и кремнистыми осадками.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

ДВУХЪЯРУСНАЯ ТЕКТОНИКА ПЛИТ – ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В настоящем разделе рассматриваются некоторые геолого-геофизические, тектонические и геодинамические следствия концепции двухъярусной тектоники плит, сформулированной автором в 1986 г. исходя из анализа экспериментальных данных о реологических свойствах горных пород, слагающих различные горизонты земной коры и литосферы. Основные положения данной концепции (которую следует рассматривать как обобщение и в то же время существенную модификацию традиционной плитотектонической теории) были изложены в докладе на I Всесоюзном совещании по тектонике литосферных плит и опубликованы в работах [Лобковский, 1987, 1988 а, б], причем в последней из них достаточно подробно обсуждались математические аспекты двухъярусной тектоники плит, в частности приводился вывод определяющих уравнений, описывающих динамику и эволюцию земной коры. Поэтому здесь мы не будем останавливаться на математической стороне обсуждаемых вопросов, а главное внимание уделим качественному описанию некоторых важных приложений новой концепции к анализу ведущих структурообразующих процессов, протекающих в земной коре и литосфере.

Выделение литосферы и астеносферы в земной коре по реологическим и геолого-геофизическим данным

Как известно, в основе классической теории тектоники литосферных плит лежит представление о том, что в верхней мантии Земли обособляются две существенно различные в реологическом отношении оболочки: жесткая, разбитая на отдельные плиты литосфера и подстилающая ее пластичная астеносфера. Литосферные плиты, согласно этой теории, перемещаются по кровле астеносферы как монолитные недеформируемые глыбы, в которые жестко впаяна земная кора, при этом основные тектонические процессы развиваются на границах плит.

В первом (или глобальном) приближении справедливость классической теории тектоники плит не подлежит сомнению. В частности, расчетная кинематическая схема движения совокупности литосферных плит, основанная на постулате их жесткости, представляется адекватной в том смысле, что грубость заложенных в эту схему исходных предположений находится в соответствии с уровнем точности и детальности анализа, который требуется при глобальном подходе. Вместе с тем теория тектоники литосферных плит (как и любая количественная теория) имеет вполне определенные рамки своей применимости. Так, многочисленные геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что тектонические процессы регионального масштаба (первые сотни километров) уже не могут удовлетворительно описываться с помощью стандартных плитотектонических построений [Лобковский, 1988б]. Это связано с тем, что при переходе на региональный уровень описания явлений основными объектами исследования становятся как раз те неоднородности и деформации литосферы, которые не учитывались, т.е. фактически осреднялись при глобальном подходе.

Интуитивное понимание многими исследователями масштабного ограничения тектоники плит выдвинуло в качестве одной из центральных проблем этой теории количественное изучение явления нежесткости плит и описание стиля внутриплитных деформаций.

С точки зрения механики анализ указанной проблемы сводится к выяснению реаль-

ных реологических свойств литосферы, которые наиболее надежно могут быть установлены на основе экспериментальных данных о реологическом поведении горных пород, слагающих земную кору и верхнюю мантию, в различных *PT*-условиях.

В геодинамике в качестве обобщенной реологической характеристики литосферы обычно используется "эффективная прочность", которая по-разному трактуется в зависимости от *PT*-условий и режима деформирования геосреды. Для области упругих деформаций и хрупкого разрушения эта характеристика совпадает с принятым в механике определением прочности материалов. При пластическом (псевдопластическом) деформировании геосреды ее эффективная прочность определяется пределом текучести. Для нелинейно-вязкого (вязкопластического) течения среды (режим ползучести, или крипа) вводится понятие "криповой прочности" [Ranally, Murphy, 1987] как уровня сдвиговых напряжений, отвечающего заданной скорости деформирования геосреды.

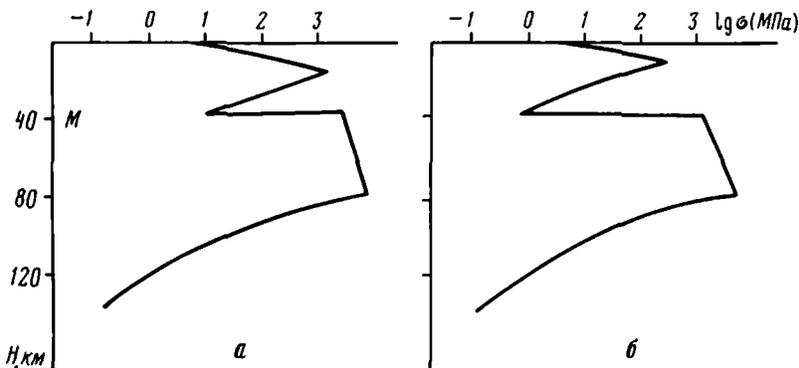
При построении кривых распределения эффективной прочности литосферы с глубиной используют известные эмпирические законы реологического поведения геоматериалов в различных *PT*-условиях (закон сухого трения и скольжения кулоновского типа, степенной закон ползучести с экспоненциальной зависимостью от температуры, соотношения пластического течения или дилатансионной псевдопластичности), характеризующие типы деформирования и разрушения литосферы на разных уровнях глубинности.

Хотя конкретные профили эффективной прочности литосферы, построенные по экспериментальным данным, зависят от принятого состава земной коры и верхней мантии, распределения температуры, влагонасыщенности геосреды, скорости ее деформирования и т.д., все они без исключения ясно показывают главную особенность реологической стратификации литосферы — наличие в нижней части земной коры слоя резко пониженной прочности, отделяющего более прочные и хрупкие области коры и литосферы.

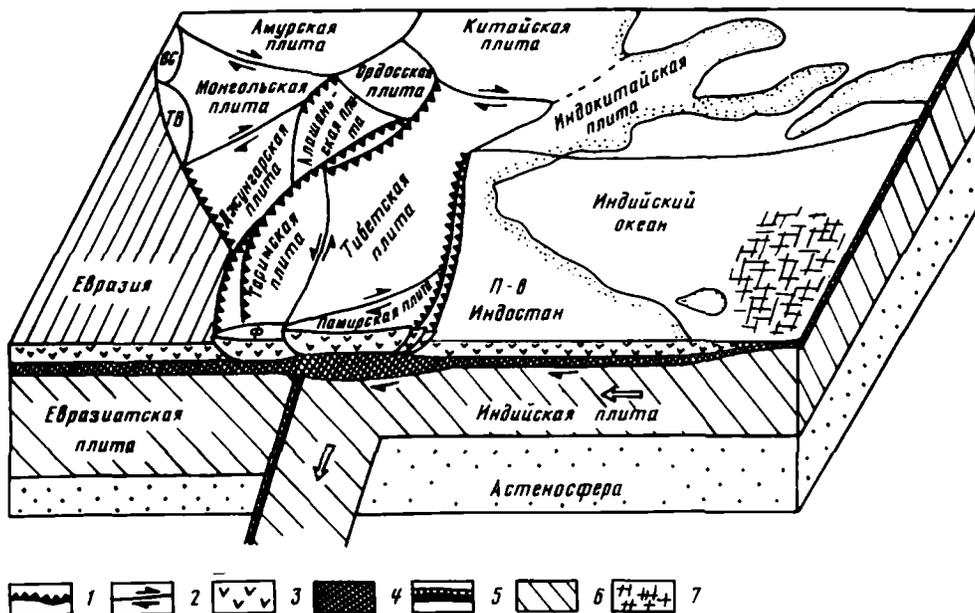
В качестве примера на рис. 57,а приведен рассчитанный по экспериментальным данным профиль "обобщенной прочности" литосферы с сухой гранитной корой мощностью ~ 40 км в условиях "холодного" геотермического режима, характерного для докембрийских кратонов, при скорости деформирования геосреды $\sim 10^{-14}$ с⁻¹. Как видно, верхняя часть гранитной коры до глубины 20–25 км является высокопрочной и упругохрупкой, а нижняя часть — механически ослабленная и вязкопластичная. Верхние 30–40 км подкоровой оливиновой мантии снова характеризуются высокой прочностью (высоким пределом текучести) и упругопластическим режимом деформирования. При больших глубинах материал литосферы становится вязкопластичным с уменьшающейся "криповой прочностью" до величины ~ 1 МПа, характерной для мантийной астеносферы. Средняя прочность верхнего слоя коры и подкоровой части литосферы — порядка первых килобар.

Аналогичные кривые обобщенной прочности литосферы с резко ослабленным слоем в нижних частях земной коры характерны и для других вариантов строения, состава и теплового режима коры и верхней мантии (например, для областей тектонической активизации и рифтогенеза на континентах, для орогенических поясов, пассивных окраин и т.д.). В океанических областях минимум обобщенной прочности литосферы приходится на нижний серпентинитовый слой коры толщиной 2–3 км (этот слой многие геологи предпочитают относить к верхам мантии, что не имеет значения при анализе реологической стратификации литосферы).

Учет влияния влагонасыщенности пород континентальной коры на ее реологические свойства приводит к расширению области малой прочности геосреды в средних и нижних частях коры за счет резкого ослабления геоматериала дилатансионной зоны микротрещиноватости в результате проникновения в нее воды [Николаевский, 1983] (см. рис. 57, б). Этот эффект также играет основную роль при образовании высокопластичного низкопрочного серпентинитового слоя океанической коры в процессе просачивания воды океана в верхи мантии [Лобковский и др., 1986].



Р и с. 57. Профили "обобщенной прочности" литосферы, основанные на экспериментальных данных о деформациях и разрушении горных пород в различных PT -условиях
 а – для сухих условий; б – для водопроницаемой коры



Р и с. 58. Схема двухъярусной тектоники плит применительно к зоне столкновения Индостана с Евразией. Выделение микроплит дано по работе [Зоненшайн, Савостин, 1979]

1 – надвиги; 2 – сдвиги; 3 – верхний хрупкий слой континентальной коры; 4 – нижний пластичный слой континентальной коры; 5 – океаническая кора с хрупким габбро-базальтовым и пластичным серпентинитовым слоями; 6 – мантийная литосфера; 7 – зона внутриплитных деформаций

Таким образом, построенные по экспериментальным данным кривые обобщенной прочности литосферы четко указывают на существование внутри литосферной оболочки Земли корового астеносферного слоя. Важно подчеркнуть, что глобальное распространение коровой астеносферы (включая "холодные" области щитов) представляется даже более обоснованным (с точки зрения надежности экспериментальных данных по реологии горных пород), чем повсеместное наличие мантийной астеносферы (например, под теми же кратонами).

Нетрудно видеть, что полученная картина реологической стратификации геосреды с выделением литосферного и астеносферного слоев в земной коре совершенно анало-

гична традиционным физическим представлениям о существовании литосферы и астеносферы в верхней мантии, на которых базировалась классическая теория тектоники плит. Осознание геодинамического смысла этой аналогии и привело к построению новой концепции, обобщающей теорию тектоники плит [Лобковский, 1988а, б].

Суть этой концепции, получившей название двухъярусной тектоники плит, состоит в следующем. Существуют два основных яруса и два масштаба проявления тектоники плит: литосферный и коровый. При описании глобальных горизонтальных движений поверхностной оболочки Земли с характерными масштабами в несколько тысяч километров "работает" нижний литосферный ярус системы, причем все расчеты и построения классической теории тектоники плит сохраняются. Однако для адекватного описания региональных тектонических процессов с характерными масштабами в сотни километров и меньше необходимо переходить к верхнему коровому ярусу геодинамической системы. В пределах этого яруса верхний хрупкий слой коры (коровая литосфера) разбит на отдельные микроплиты размером в первые сотни километров (рис. 58). Эти коровые микроплиты способны перемещаться в горизонтальном направлении по подстилающему их коровому астенослою относительно мантийной части литосферы, причем для описания кинематики их движения применимы стандартные построения тектоники плит. Следует подчеркнуть, что введение в плитотектонический анализ корового яруса системы позволяет преодолеть известные трудности и противоречия классической теории тектоники плит, с которыми она столкнулась, например, при описании межплитных деформаций в коллизионных поясах сжатия литосферы [Лобковский, 1988а, б].

Рассмотрим некоторые геолого-геофизические данные, свидетельствующие о двухслойной (в первом приближении) реологической структуре земной коры, характеризующейся верхним литосферным и нижним астеносферным слоями. Прежде всего обращают на себя внимание результаты глубинных сейсмических исследований, проведенных по проекту COCORP, которые позволили установить тонкослоистую структуру нижнего слоя континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. На наш взгляд, наиболее вероятной причиной возникновения такой слоистости являются горизонтальные вязкопластические течения вещества коры, происходящие в нижнекоровой астеносфере. В рамках представлений о широкомасштабных горизонтальных течениях в средних и нижних слоях коры легко объясняется и чешуйчатое строение глубинных коровых горизонтов, также выявленное в процессе выполнения программы COCORP [Allmendinger et al., 1987].

Обратимся теперь к сейсмологическим данным о распределении по глубине гипоцентров землетрясений, происходящих в континентальных областях. За последнее десятилетие в инструментальной сейсмологии был достигнут существенный прогресс, позволивший на порядок повысить точность определения гипоцентров землетрясений с ошибкой в пределах 3–4 км [Chen, Molnar, 1983]. В результате проведенных исследований выяснилось, что гипоцентры континентальных землетрясений преимущественно сосредоточены в верхних 20–25 км земной коры. Нижний слой континентальной коры толщиной 15–20 км практически асейсмичен, и очаги землетрясений вновь появляются лишь в подкоровых горизонтах верхней мантии в тектонически активных регионах Земли. Таким образом, нижняя часть континентальной коры выделяется как асейсмичный слой [Chen, Molnar, 1983; Jackson, 1987; Kirby, Kronenberg, 1987; Molnar, 1988], что подтверждает представление о его астеносферной природе.

Сопоставление наблюдаемой картины распределения гипоцентров землетрясений в литосфере с температурным полем в коре и верхней мантии для разных регионов Земли показывает, что сейсмичность в континентальной коре ограничена изотермой $\sim 350^\circ\text{C}$, в то время как сейсмичность в верхней мантии контролируется изотермой $\sim 700^\circ\text{C}$ [Chen, Molnar, 1983; Jackson, 1987; Kirby, Kronenberg, 1987]. Указанные температуры отвечают переходу от квазихрупкого к пластическому режиму деформирования геоматериала коры и мантии, установленному в лабораторных экспериментах [Kirby, Kronenberg, 1987].

Приведенные данные и соображения показывают, что наблюдаемые особенности распределения сейсмичности служат независимым источником доказательства реологического расслоения земной коры на литосферу и астеносферу, причем на основе корреляции между тепловым режимом геосреды и характером сейсмичности в том или ином регионе можно судить об изменчивости свойств коровой астеносферы по латерали, в частности об изменении ее толщины, эффективной вязкости и т.д.

Перейдем к гравиметрическим данным и обсудим кратко проблему изостазии в контексте анализа реологического поведения коры. Региональные исследования изостазии континентальных областей, например, таких регионов, как Кавказ, Памир, Тянь-Шань и др., показывают очень слабое отображение новейших тектонических движений и особенностей рельефа в изостатических аномалиях [Артемьев и др., 1985]. Это говорит о чрезвычайной подвижности глубинного материала земной коры, обеспечивающей достаточно быструю изостатическую "подстройку" корового слоя под изменяющиеся тектонические условия, процессы эрозии, седиментации и дегляциации. Высокая подвижность вещества нижних горизонтов коры, очевидно, свидетельствует о его пониженной вязкости. Гравиметрические данные и анализ изостазии континентальных областей также подтверждают существование коровой астеносферы.

Необходимо отметить, что в концепции двухъярусной тектоники плит, учитывающей наличие коровой астеносферы, не возникают те трудности, которые присущи широко применяемому кросс-спектральному методу изучения изостазии [Коган и др., 1987; Артемьев, Кабан, 1987], основанному на традиционном плитотектоническом подходе. В качестве примера можно упомянуть явно абсурдную оценку тощины эффективно упругого слоя континентальной литосферы ~ 2 км, полученную методом кросс-спектрального анализа в одной из работ этого направления [Banks et al., 1977]. Представляется также малообоснованным и формальный путь применения данного метода при исследовании изостазии орогенных областей [Коган и др., 1987].

Из схемы двухъярусной тектоники плит вытекает, что процесс установления изостатического равновесия должен происходить по крайней мере на двух уровнях: коровом и литосферном. Причем, при латеральных масштабах изостатической компенсации порядка десятков (первых сотен) километров основную роль играет коровая астеносфера, тогда как при увеличении масштабов до нескольких сотен километров важное значение приобретает мантийная астеносфера. Данное положение о двухуровневой изостатической компенсации находит подтверждение при анализе изостазии конкретных регионов, на основе которого удастся показать, какая часть изостатической компенсации приходится на кору (обычно она составляет 70–80%) и какая осуществляется в мантийной литосфере и астеносфере [Артемьев, Кабан, 1987].

Разумеется, среди фактических данных, свидетельствующих о реологической стратификации коры, большое место занимают геологические материалы о тектонической расслоенности литосферы [Пейве, 1967, 1980; Книппер, Соколов, 1974; Богданов, 1979; Книппер и др., 1980; Перфильев, Херасков, 1980; Пушаровский, 1980; Руженцев, 1980; Трифонов, 1987]. Многочисленные полевые наблюдения и выполненные на их основе палеотектонические реконструкции подтверждают развиваемые в Геологическом институте АН СССР представления о послойно-дисгармоничном строении земной коры. Прямым геологическим доказательством наличия нижнекоровой астеносферы (которую часто определяют как зону срыва коры с мантийного основания) являются огромные гранито-гнейсовые аллохтоны с амплитудой смещения в сотни километров, выявленные в Альпийском поясе, такие, как покровы Восточных Альп, Мармарошский и Гетский в Карпатах, Пелагонийский массив в Динаридах и др. [Руженцев, 1980].

Ограничиваясь приведенными данными о реологической стратификации и тектонической расслоенности литосферы (которые можно было бы дополнить сведениями о сейсмических волноводах, электропроводящих слоях и т.д.), перейдем к анализу некоторых геодинамических следствий сформулированной выше концепции двухъярусной тектоники плит.

Континентальный рифтогенез

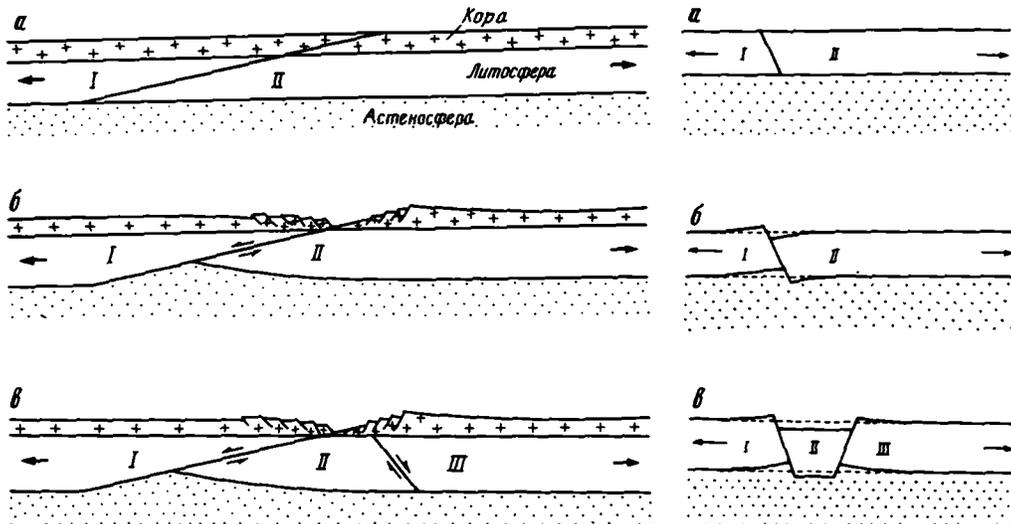
Рассмотрим некоторые аспекты явления континентального рифтогенеза. В последние годы большое внимание специалистов привлекает проблема выведения ультраосновных мантийных пород на поверхность Земли (дно океана) в результате растяжения и полной тектонической денудации континентальной коры в процессе рифтогенеза. Действительно, фактические данные свидетельствуют о существовании аномальных офиолитовых разрезов, в которых отсутствуют базальтовый слой и дайковый комплекс, а океанические осадки непосредственно залегают на серпентинизированных перидотитах, иногда ассоциирующихся с габброидами. Такие неполные офиолитовые серии характерны для Лигурийского участка мезозойского океана Тетис и встречаются, например, в Альпах, Апенниннах и на Корсике [Книппер, 1975, 1978; Lemoine, 1980; Lemoine et al., 1987]. Аналогичное аномальное строение океанической коры было выявлено в ряде мест на современных пассивных континентальных окраинах, в частности на банке Галисия в Северной Атлантике [Boillot et al., 1987], о-ве Зебергед в Красном море [Vonnatti et al., 1981], Сардинской пассивной окраине в Тирренском море [Kastens et al., 1986], где с помощью глубоководного бурения под осадками обнаружены серпентиниты или перидотиты. Эти данные привели некоторых геологов к представлению о том, что по крайней мере на ранних этапах раскрытия океанов могут возникать особые геодинамические условия, при которых между раздвигающимися участками континентальной литосферы обнажается меланократовый фундамент [Книппер, 1975].

Такое представление явно противоречило принятому в тектонике плит классическому сценарию формирования базальтовой океанической коры в процессе раздвижения континентов. Для объяснения феномена образования на дивергентных границах плит достаточно протяженных участков морского дна, сложенных серпентинизированными перидотитами, была привлечена модель раскола и асимметричного раздвижения континентальной литосферы по пологому разлому, секущему ее от поверхности до подошвы, которую предложил Б. Вернике первоначально для анализа тектонической ситуации в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе США [Wernike, 1981] и которая затем была широко использована в различных схемах рифтогенеза [Wernike, 1985; Lister et al., 1986; Lemoine et al., 1987].

Весьма простой и казавшийся естественным механизм выведения ультраосновных пород на поверхность по схеме Б. Вернике обусловил ее большую популярность среди зарубежных геологов. Однако отсутствие исследований, обосновывающих с позиций механики эту схему, оставляет открытым вопрос о ее справедливости. Тем более, что имеется целый ряд возражений против верниковской модели рифтогенеза. Укажем некоторые из них.

Прежде всего заметим, что схема рифтогенеза Б. Вернике (см. рис. 59, а, б, в) по сути своей "амагматична", т.е. не предполагает излияний базальтоидного материала на поверхность в процессе растяжения коры и литосферы вплоть до полной денудации континентальной коры и обнажения ультраосновных пород. В действительности, магматическая деятельность сопровождается все стадии континентального рифтогенеза, усиливаясь и становясь необычайно интенсивной при переходе к стадии спрединга и образования океанического дна. Таким образом, адекватная модель рифтогенеза как минимум должна приводить к пониманию того, при каких условиях обычная картина рифтогенеза (с излиянием щелочных базальтов на континентальной стадии развития процесса и образованием базальтовой океанической коры на стадии спрединга) нарушается и растяжение литосферы происходит амагматично вплоть до формирования ультраосновного ложа океана (как в случае мезозойского Лигурийского океана).

Далее, рассматривая схему Б. Вернике с позиций механики, нельзя пройти мимо того обстоятельства, что постулируемое в ней однородное разрушение литосферы по единому пологому разлому противоречит всей сумме фактических данных о реологической расслоенности коры и литосферы. Более реалистично представлять, что при рифто-



Р и с. 59. Схема континентального рифтогенеза Б. Вернике
Пояснения в тексте

Р и с. 60. Классическая схема последовательных стадий формирования (а–в) грабенов в коре
Пояснения в тексте

генезе разрушение и деформации разных слоев коры и литосферы происходят различным образом.

Другое чисто механическое возражение против схемы Б. Вернике связано с невозможностью сильного изгиба литосферы (без ее вторичного нарушения) в процессе сбросового скольжения смежных частей плиты по фиксированному наклонному разлому. Еще в классических трудах Ф. Венинг-Мейнеса и В. Хейсканена [Heiskanen et al., 1958] на примере грабенообразования было показано, что при наклонном расколе коры и ее последующем растяжении вследствие упругого изгиба корового слоя в нем обязательно возникает второй разлом, в результате чего формируется структура грабена (рис. 60). Отсюда следует, что даже если предположить начальное разрушение литосферы по схеме Б. Вернике в виде единого пологого разлома, то дальнейшее развитие процесса растяжения пойдет по другому пути (см. ниже) и во многом будет определяться возникновением дополнительного разлома в литосфере и движением "выколотого" литосферного блока (см. рис. 59, в).

Наконец, асимметрия рифтогенных структур, считающаяся одним из основных доводов в пользу модели Б. Вернике, далеко не всегда выдерживается в природных условиях. Например, западный борт грабена оз. Тана (Эфиопское плато) выражен намного сильнее его восточного борта. Аналогичная асимметрия структур, но с главным погружением уже вдоль восточного борта наблюдается в грабене, расположенном севернее в районе Шираро [Казьмин, 1987]. Причем смена направления асимметрии в грабенах происходит на расстоянии около 100 км, сравнимом с толщиной литосферы, что противоречит представлению о едином сквозьлитосферном пологом разломе.

Опишем теперь на качественном уровне наиболее вероятный, с нашей точки зрения, сценарий развития процесса континентального рифтогенеза. В соответствии с установленной реологической стратификацией литосферы будем считать, что ее подкоровая средняя часть деформируется эффективно как упругопластическое тело, нижняя часть континентальной коры деформируется подобно вязкой жидкости, а верхний слой коры представляет собой упругохрупкую среду. Литосфера подстилается жидким астеносферным субстратом, регулирующим ее изостатическое равновесие. Предположим,

что к литосфере приложены однородные растягивающие усилия. Из принципа Сен-Вена следует, что предположение об однородности растягивающих усилий несущественно, если они приложены достаточно далеко от рассматриваемой области деформации литосферы.

Исходя из общих механических соображений и результатов физического моделирования процесса растяжения упругопластической литосферы, плавающей на жидком основании [Шеменда, 1984], можно утверждать, что потеря устойчивости и локализация деформаций в мантийной части литосферы, скорее всего, будут развиваться путем образования двух сопряженных наклонных сдвиговых полос скольжения, отделяющих центральный литосферный блок клиновидной или трапециевидной формы, который под действием приложенной системы сил будет подниматься вверх, выдавливая при этом в стороны вязкое вещество нижнего слоя коры (рис. 61, а). Это, в свою очередь, будет обуславливать утонение (шейкообразование) коры, а также дополнительное растяжение и изостатическое погружение ее верхнего хрупкого слоя (рис. 61, б). Важно подчеркнуть, что в данной схеме течение материала, приводящее к утонению и шейкообразованию в нижнем вязкопластическом слое коры, вызывается не столько приложенными извне к коре растягивающими усилиями, сколько выдавливающим действием поднимающегося снизу мантийного блока (см. рис. 61, б).

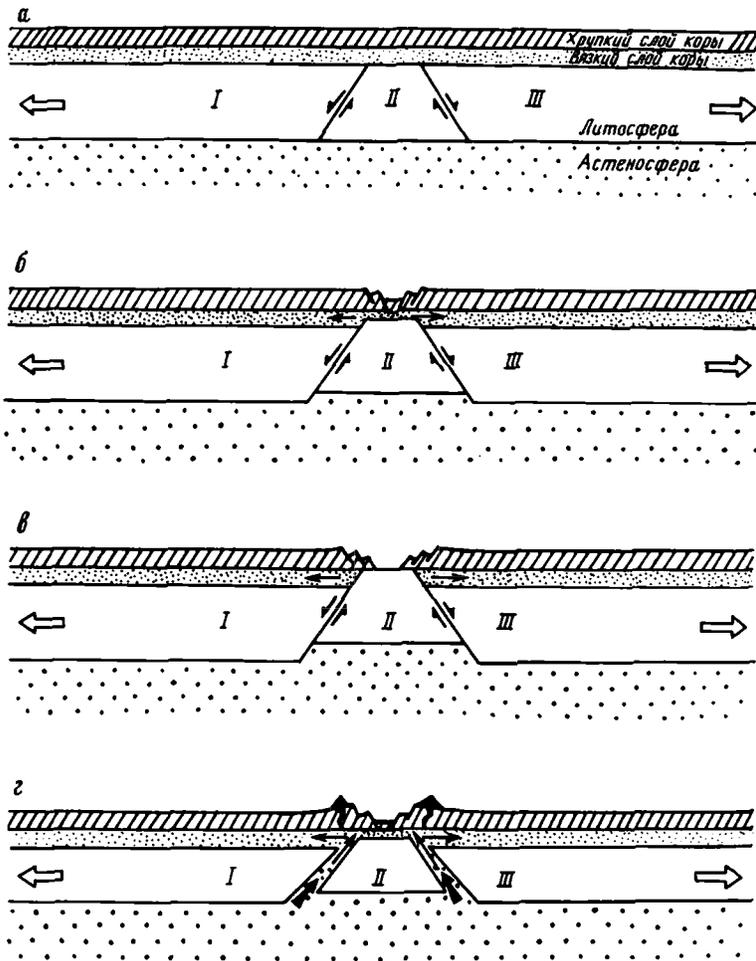
Следовательно, кора не подвергается равномерному растяжению в процессе континентального рифтогенеза, как это предполагается в большинстве известных схем [McKenzie, 1978; Le Pichon, Sibuet, 1981]. Это позволяет объяснить наблюдаемое несоответствие между величиной растяжения коры, определяемой по системе сбросов, и оценкой растяжения корового слоя по степени его утонения и изостатического прогибания поверхности [Артюшков, 1988]. Действительно, анализ строения современных и древних крупных прогибов на континентах показывает, что в большинстве случаев растяжение коры составляло всего первые проценты, в то время как фиксируемое по сейсмическим данным утонение консолидированной коры равно 30–100%, т.е. примерно на порядок больше. В работе [Артюшков, 1988] приводятся два типичных примера, иллюстрирующих указанное несоответствие: грабен Фенвей в Центральном Китае и грабен Викинг в Северном море. Величина растяжения в грабене Фенвей, подсчитанного как сумма проекций сбросов на горизонтальную плоскость, составляет ~ 5 км, что при ширине грабена ~ 75 км дает относительное растяжение коры ~ 7%. Вместе с тем консолидированная кора, судя по сейсмическим данным, утонена здесь на ~ 30%, т.е. ее равномерное растяжение должно было быть в 4 раза больше.

Консолидированная кора под грабеном в Северном море утонена примерно в 2 раза, т.е. на ~ 100%. В то же время подсчет величины растяжения по сбросам на конкретных профилях дает 10–15%.

Ранее Е.В. Артюшковым [1979] был сделан вывод, что нижняя часть континентальной коры разрушается посредством какого-то иного механизма, не связанного напрямую с рифтогенным растяжением литосферы, например в результате фазового перехода габбро–эклогит, резкого утяжеления пород нижнего слоя коры, их отрыва и погружения в мантию. Такого рода соображения привели некоторых исследователей к отрицанию ведущей роли рифтогенеза в образовании крупных осадочных бассейнов на континентах и признанию чисто вертикального механизма погружения континентальной коры [Яншин и др., 1977; Артюшков и др., 1978].

Выше было отмечено, что основанная на концепции двухъярусной тектоники плит схема континентального рифтогенеза легко объясняет несоответствие между слабым растяжением верхнего хрупкого слоя коры (на 3–7%) и сильным утонением нижнего пластичного слоя (на 30–100%).

Рассмотрим эту схему более подробно, выделяя наиболее важные стадии рифтогенеза. На рис. 61, а показана начальная стадия рифтогенеза, характеризующаяся наличием двух наклонных (к оси будущего рифта) поверхностей скольжения, образующихся в мантийной части литосферы при ее растяжении. В процессе дальнейшего растяжения литосферы трапециевидный литосферный блок, ограниченный поверхностями сколь-



Р и с. 61. Схема рифтогенеза, основанная на представлениях двухъярусной тектоники плит
 а – начальная стадия формирования клинообразного блока в литосфере; б – стадия сильного утонения нижнего и слабого утонения верхнего слоев коры; в – стадия выхода мантийных пород на поверхность; г – стадия континентального рифтогенеза с периферическим вулканизмом

жения, начинает продвигаться вверх под действием неравномерно распределенной системы напряжений (рис. 61, б), что было показано в соответствующих физических экспериментах с учетом критериев подобия [Шеменда, 1984]. Качественное объяснение этого явления состоит в следующем. При расхождении участков литосферы I и III в стороны от центрального блока II среднее (литостатическое) давление на его наклонные поверхности уменьшается, в результате чего выталкивающая архимедова сила, действующая на подошву блока II со стороны подстилающей астеносферы, становится неуравновешенной, что и приводит к выжиманию блока вверх.

Сделаем грубую оценку величины максимального подъема h литосферного блока исходя из баланса действующих на него сил. Нетрудно понять, что уменьшение суммарного давления на блок II со стороны расходящихся смежных участков литосферы I и III (по сравнению с гидростатическим давлением при отсутствии растяжения) по порядку величины равно $2\sigma(H-h)$, где σ – средний предел прочности материала литосферы; H – толщина мантийной части литосферы. Именно благодаря конечной достаточно высокой прочности материала литосферы имеет место существенное падение

давления на центральный блок II со стороны примыкающих к нему участков литосферы I и III при их раздвижении. Очевидно, что блок II будет стремиться подниматься вверх до тех пор, пока указанный дефицит давления не уравнивается избыточным весом верхней части блока, внедрившейся в более легкую среду континентальной коры. Величина избыточного веса внедрившейся в кору части блока II примерно равна $\Delta\rho g l h$ (все расчеты ведутся для двумерного случая, поэтому координата, перпендикулярная к плоскости рисунка, отсутствует). Здесь $\Delta\rho$ — разность плотности между веществом мантии и коры; l — средняя ширина внедрившейся в кору части блока II. Из условия статического равновесия имеем приближенное равенство

$$\Delta\rho g l h \approx 2\sigma(H - h),$$

откуда получаем оценку величины максимального подъема блока II

$$h \approx \frac{2H\sigma}{\Delta\rho g l + 2\sigma} \quad (1)$$

Подставляя в (1) характерные значения параметров $\sigma = 1$ кбар, $H = 100$ км, $l = 60$ км (l определяет ширину рифтовой зоны), $\Delta\rho = 0,5$ г/см³, получим $h \approx 40$ км. Это значит, что мантийный блок в процессе рифтогенеза может подняться до самой поверхности Земли, пройдя расстояние, равное толщине нормальной континентальной коры. Следовательно, при определенных параметрах рифтогенеза возможны полная механическая денудация континентальной коры снизу и выход мантийных пород на поверхность Земли (или дно образующегося океана) (см. рис. 61, в). Таким образом, предложенная модель в принципе объясняет существование мантийных пород на участках океанического дна, соответствующих начальным стадиям формирования океана (в частности, на пассивных континентальных окраинах). С этой точки зрения лигурийские офиолиты, по-видимому, принадлежали достаточно узкому мезозойскому океану.

Варьирование параметров в формуле (1) приводит к важным следствиям. При толщине мантийной части литосферы $H = 50$ км и прежних значениях остальных параметров из (1) имеем $h \approx 20$ км, т.е. предельная амплитуда подъема мантийного блока в этом случае в 2 раза меньше толщины континентальной коры, и, следовательно, выход мантийных пород на поверхность невозможен. В данной ситуации происходит утонение на 100% континентальной коры за счет оттока пластичного вещества ее нижнего слоя в стороны от оси рифта под действием поднимающегося мантийного блока (см. рис. 61, б). Если растяжение литосферы на этой стадии прекращается, то возникает структура континентального прогиба рифтогенного происхождения с резко утоненной (на ~100%) консолидированной корой и относительно небольшим (3–5%) растяжением ее верхнего хрупкого слоя. По-видимому, таким путем образовались многие крупные осадочные бассейны на континентах (авлакогены).

Совершенно другим путем будет развиваться процесс рифтогенеза в условиях продолжающегося растяжения. Поскольку центральный блок II больше не может смещаться вверх (в силу критерия (1) предельная амплитуда его подъема h заметно меньше нормальной толщины земной коры), то дальнейшее раздвижение участков литосферы I и III уже не компенсируется подъемом блока II. Следовательно, смежные грани рассматриваемых литосферных блоков начнут "расходиться", а в образующие "зазоры" станет поступать вещество астеносферы (см. рис. 61, г). В результате такого процесса на краях центрального блока II сформируются два крупных канала, по которым вещество астеносферы будет подниматься до подошвы коры и далее прорываться на поверхность в виде периферических базальтовых излияний преимущественно щелочного состава.

Таким образом, предложенная модель хорошо объясняет важнейшую особенность рифтового вулканизма, заключающуюся в преобладании периферических вулканов, тяготеющих к приподнятым "плечам" рифтов. Собственно говоря, из модели вытека-

ет, что и сами-то плечи рифтов формируются во многом благодаря поступлению астеносферного вещества по боковым каналам к подошве коры. Периферический вулканизм, пространственно приуроченный к плечам рифтов, характерен, например, для Эфиопского и Кенийского рифтов, а также для восточной периферии Красноморского рифта и Центрального Афара [Казьмин, 1987]. Аналогичные проявления периферического вулканизма отмечаются для рифтовых зон северо-западной Сирии, в частности для grabena Эль-Габ [Казьмин и др., 1964].

Непрерывно продолжающееся раздвижение литосферных плит I и III в конце концов приводит к большому раскрытию одного из боковых каналов (так как идеальная симметрия никогда не реализуется), в котором постепенно будет сосредотачиваться основная доля магматической активности. Со временем этот канал превращается в сегмент классической зоны спрединга, рождающей нормальную океаническую кору.

Приведенные выше рассуждения подводят к мысли о том, что наблюдаемая сегментация континентальных и океанических рифтовых зон (последние, как правило, наследуют сегментированную структуру первых), выражающаяся в совокупности рифтовых отрезков, смещенных друг относительно друга по трансформным разломам, скорее всего, обусловлена возникновением первоначальной сети наклонных полос скольжения в мантийной части литосферы, которые затем трансформируются в систему рифтовых сегментов срединно-океанических хребтов. Конкретное распределение в пространстве и времени этих мантийных зародышей будущих рифтовых сегментов носит статистический характер, как и вообще любой процесс разрушения. Однако сама связь между сегментированными литосферными каналами и поверхностными рифтовыми структурами в рамках описанной модели становится понятной.

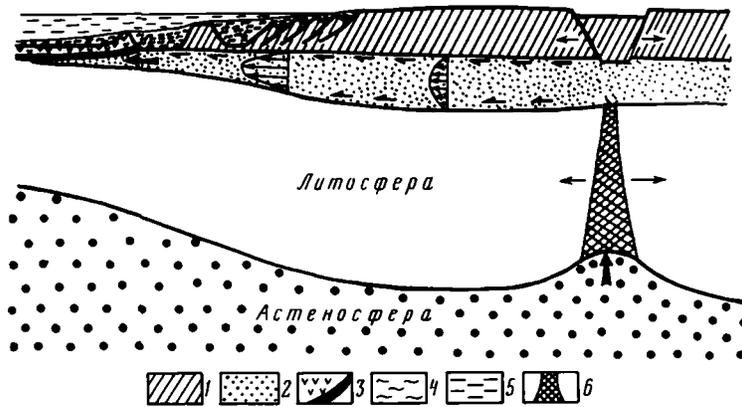
Наконец, последнее, на чем хотелось бы сделать акцент в связи с обсуждением проблемы рифтогенеза, — это выяснение геодинамических параметров, которые определяют, когда в процессе раскрытия океана формируется нормальная базальтовая кора и при каких условиях ложе океана образуется непосредственно из мантийных пород. Как показывает критерий (1), одним из главных параметров является толщина мантийной части литосферы, испытывающей растяжение. Если мощность литосферы в процессе рифтогенеза остается достаточно большой (порядка 100 км), то выколотый из нее рифтогенный мантийный блок будет иметь потенциальную возможность подняться через весь массив коры в "холодном" состоянии, вынося в конечном счете на поверхность Земли (дно формирующегося океана) первичные, т.е. не подвергнутые частичному плавлению, мантийные породы. Если же мощность подкоровой литосферы в процессе рифтогенеза по каким-либо причинам значительно уменьшается (например, за счет повышенной тепловой активности, как правило, сопровождающей рифтогенез), то рассматриваемый литосферный блок не сможет подняться до поверхности Земли, и континентальный рифтогенез с течением времени трансформируется в нормальный спрединг.

Этот вывод, как нам представляется, имеет большое методическое значение, так как позволяет связать наблюдаемые особенности строения океанического дна и офиолитовых комплексов с различными режимами рифтогенеза на разных этапах геологической истории Земли.

Эволюция пассивных континентальных окраин

Пассивные континентальные окраины начинают формироваться на самых ранних этапах раскрытия океана, точнее говоря, на переходной (от континентальной к океанической) стадии развития процесса рифтогенеза. Традиционные плитотектонические схемы строения пассивных континентальных окраин опираются на представления об равномерном растяжении коры и литосферы [Le Pichon, Sibuet, 1981]. Выше уже отмечалась неадекватность такого подхода в силу реологической стратификации геосреды.

Рассмотрим кратко некоторые геодинамические эффекты, действующие на пассив-



Р и с. 62. Схема образования основных структурных элементов пассивной континентальной окраины, основанная на механизме выдавливания пластичного нижнекорового вещества из-под континента в сторону океана

1 - хрупкий слой коры; 2 - пластичный слой коры; 3 - океаническая кора; 4 - осадки; 5 - вода океана; 6 - зона нарушения в литосфере

ных континентальных окраинах, которые вытекают из концепции двухъярусной тектоники плит. Выше было показано, что на ранней и зрелой стадиях континентального рифтогенеза происходит оттеснение пластичного вещества нижнего слоя коры в стороны от оси рифта вследствие подъема мантийного блока трапециевидальной формы (рис. 61 б, з). Отток нижнекорового вещества в стороны от оси рифтовой зоны прекращается при затухании и последующей остановке восходящего движения литосферного блока. При дальнейшем развитии процесса рифтогенеза уже на его океанической стадии возникают возвратные течения нижнекоровых масс в направлении от континента к океану, поскольку сильно утоненная континентальная кора на краях расходящихся континентов оказывается в условиях нескомпенсированных горизонтальных сил. Происходит своеобразное выдавливание пластичного "языка" нижней континентальной коры из-под квазихрупкого слоя верхней коры (рис. 62). Выползание нижнекорового языка приводит к тому, что в переходной зоне между нормальной континентальной и океанической корой непосредственно под осадками появляется слой среды со скоростными характеристиками, отвечающими породам низов континентальной коры [Етегу, Учупи, 1984].

Продвигаясь в сторону океана, язык континентальной коры, с одной стороны, оказывает горизонтальное давление на смежные участки океанической коры, что может привести к образованию надвиговых структур и выдавливанию серпентинитов на поверхность дна. С другой стороны, имея достаточно высокую плотность ($2,8-2,9 \text{ г/см}^3$), пластичное вещество низов континентальной коры способно подтекать под океаническую кору, формируя таким путем структуру слоеного пирога. Прямым подтверждением этого вывода явились новые данные, полученные в 16-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш", проведенном летом 1988 г. Институтом океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР в северной части Атлантики и Средиземном море. Речь прежде всего идет о находках ксенолитов континентальной коры в щелочных базальтах горы Ормонд, которые показали, что океаническая кора хребта Горриндж, по крайней мере частично, подстигается породами континентальной коры. Отметим также, что на основе механизма выжимания пластичного серпентинитового слоя океанической коры на поверхность дна (в результате горизонтального давления фронтальной части языка континентальной коры) логично объяснять ранний выход серпентинитов хребта Горриндж на океаническое ложе в аптское время (~115 млн лет назад).

Другое важное следствие рассматриваемой модели пассивной континентальной ок-

раины, разработка которой проводилась автором совместно с В.Е. Хаиным, состоит в следующем. Поскольку течение вещества нижнего слоя континентальной коры направлено в сторону океана, оно будет стремиться посредством сил вязкого сцепления волочить за собой находящиеся в тылу пассивной окраины участки верхнего хрупкого слоя коры и подкоровой литосферы, создавая в них растягивающие усилия (см. рис. 62). Размерностный анализ и численное решение уравнений, описывающих вязкое течение нижнего слоя континентальной коры, показывают принципиальную возможность откальвания блоков континентальной коры в результате такого течения. Следовательно, на пассивных континентальных окраинах постоянно действует своеобразный механизм "краевого" рифтогенеза, который, по-видимому, играет большую роль в эволюции литосферы Земли (см. рис. 62).

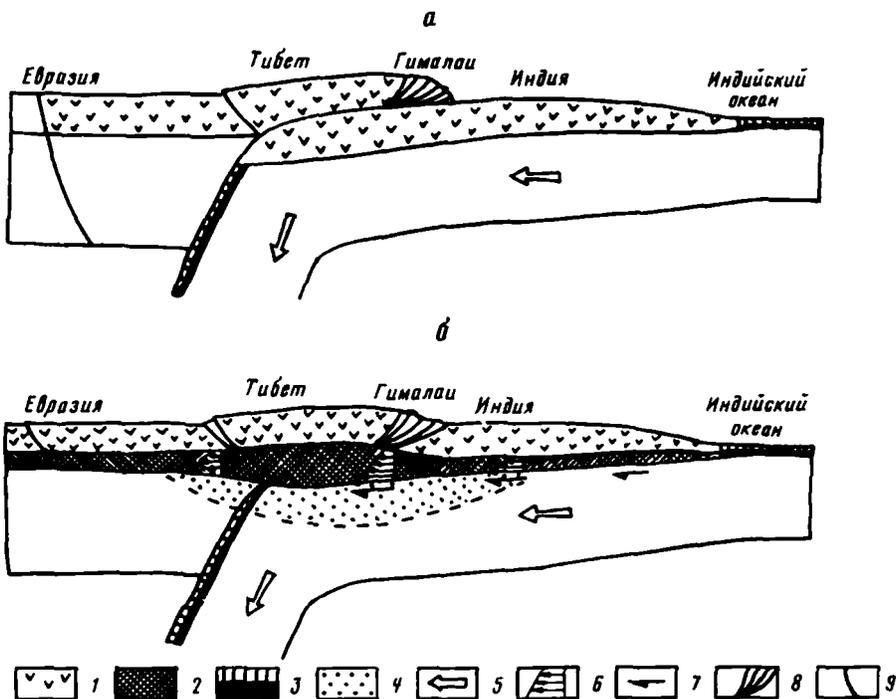
Представляется весьма привлекательным применить данный механизм рифтогенеза к анализу эволюции палео-Тетиса, характерной особенностью которой было периодическое скачкообразное смещение рифтовых зон и связанных с ними осей спрединга к южной гондванской пассивной окраине. В результате эффекта "краевого" рифтогенеза от края Гондваны в течение последних 300 млн лет постоянно откальвались блоки континентальной коры, микроконтиненты, различного рода террейны, которые затем перемещались через весь палеоокеан, присоединяясь в конце концов к активной окраине Евразии. Общий характер перемещения блоков с юга на север, вероятно, обусловлен соответствующим направлением крупномасштабного мантийного потока.

Коллизионные пояса литосферы, горообразование и континентальная аккреция

Коллизионные пояса литосферы представляют собой исключительно интересный объект для анализа структурообразующих геодинамических процессов с позиций двухъярусной тектоники плит. Отметим, что именно при рассмотрении проблемы внутриплитных и межплитных деформаций, развивающихся в зонах коллизии крупных континентальных глыб литосферы, традиционная тектоника плит столкнулась с наибольшими трудностями. Так, для описания межплитных деформаций в Альпийско-Гималайском поясе было введено дополнительно около 20 микроплит, причем латеральные размеры некоторых из них (например, в западной части пояса) сравнимы с толщиной континентальной литосферы, что не позволяет применять к таким литосферным "кубикам" обычный кинематический аппарат тектоники плит.

С точки зрения двухъярусной плитотектонической схемы расчет кинематики движения микроплит по обычной методике является правомерным, если рассматривать эти микроплиты как коровые. Допускаемое в этой схеме горизонтальное проскальзывание коровых микроплит относительно подстилающей литосферы позволяет устранить те кинематические невязки, которые возникают при традиционном анализе кинематики отдельных регионов [Лобковский, 1988б], в частности объяснить контрастные и разноориентированные повороты на большие углы ($50-100^\circ$) многих микроплит Альпийско-Гималайского пояса в процессе закрытия океана Тетис [Баженов и др., 1987; Сборщиков, 1988].

Важным приложением концепции двухъярусной тектоники плит является новая геодинамическая модель процесса горообразования в условиях коллизии. Основная идея предлагаемой модели может быть проиллюстрирована с помощью рис. 63. Здесь для сравнения (рис. 63, а) показана традиционная плитотектоническая трактовка процесса утолщения (удвоения) коры и подъема территории за счет пододвигания легкой коры Индостана под Евразию, что представляется очень сомнительным с позиций механики. В рамках двухъярусной плитотектонической схемы механизм утолщения коры и подъема территории связан с "накачкой" пластичного деформируемого вещества нижнего слоя коры в окрестности зоны субдукции движущейся снизу литосферой (рис. 63, б). При таком накачивании нижнекорового вещества в "зазор" между более жесткими массивами верхней коры и мантии происходит изостатическое воздымание области,



Р и с. 63. Различные схемы процесса горообразования

а – традиционная схема коллизионного утолщения (удвоения) континентальной коры и подъема территории за счет поддвига легкой континентальной коры; *б* – новая модель коллизионного утолщения континентальной коры и изостатического воздымания региона за счет подтока пластичного вещества нижнего слоя коры в зону субдукции.

1 – верхний хрупкий слой континентальной коры; 2 – нижний пластичный слой континентальной коры; 3 – океаническая кора; 4 – аномальная мантия; 5 – направление движения литосферной плиты; 6 – эшора скорости пластического слоя континентальной коры; 7 – сила сцепления, действующая на подошву коры со стороны литосферы; 8 – складчатость; 9 – глубинные разломы



Р и с. 64. Схема кругооборота вещества континентальной коры, объясняющая способ выведения пород нижней части коры на поверхность при сохранении толщины коры

приводящее к горообразованию. Подчеркнем, что в данной схеме фаза подъема территории существенно запаздывает по отношению к этапу складчатости, которая обусловлена столкновением и надвигообразованием в верхнем слое коры (см. рис. 63, б).

Еще одно важное следствие модели состоит в том, что диссипативный разогрев в нижнем слое коры приводит, как показывают численные расчеты, к повышению температуры подстилающей геосреды примерно на 150–200°C. Это объясняет тот факт, что в условиях рассматриваемой внутриконтинентальной субдукции [Mattauer, 1987] погружение литосферы не сопровождается сейсмофокальной зоной Беньофа, поскольку верхняя наиболее холодная часть мантийной литосферы нагревается до температуры 700–800°C, при которой ее вещество теряет хрупкость и способность разрушаться с выделением сейсмической энергии [Chen, Molnar, 1983; Jackson, 1986].

С позиций двухъярусной тектоники плит по-новому представляются геодинамические процессы, происходящие на западе Северо-Американской плиты. Мы исходим из того, что субдукция океанической плиты Фаралон, с которой была связана ларамийская орогеня Скалистых гор, с течением времени превратилась во внутриконтинентальную субдукцию, и полоса территории Северо-Американского континента, расположенная западнее Скалистых гор, представляет собой не узкую область континентальной литосферы, а своеобразный "козырек" континентальной коры (верхний плито-тектонический ярус!), составленный из многочисленных террейнов и микроконтинентов [Бен-Аврахам и др., 1984]. Эти террейны, "привезенные на плите Фаралон, в процессе континентальной акреции и надстроили западную часть Северо-Американского континента.

Из рассматриваемой тектонической схемы вытекает определенная геодинамическая интерпретация современной обстановки на северо-западе США. Ее суть состоит в том, что оставшаяся часть плиты Фаралон, находящаяся под коровым "козырьком" запада Северо-Американского континента, примерно с раннепалеогенового времени испытывает правобоковое смещение относительно Северо-Американской платформы. Северная компонента движения нижнеярусной плиты Фаралон (и, возможно, подкоровой части Тихоокеанской литосферы) приводит к обстановке растяжения в верхнем коровом тектоническом ярусе Провинции Бассейнов и Хребтов. Такая двухъярусная схема, на наш взгляд, позволяет лучше понять сложную кинематическую ситуацию в данном регионе [Джордан, Минстер, 1988].

В заключение рассмотрим еще один важный и до сих пор нерешенный вопрос, связанный с выяснением тектонических условий и механизма выведения пород нижней части континентальной коры на поверхность кратонов. Как известно, основу фундамента континентальных платформ составляют формации и породы гранулитовой (двупироксеновой) фации метаморфизма. Эти древние (с возрастом 2–2,5 млрд лет) и глубоко эродированные породы, прикрытые маломощным чехлом осадков, согласно петрологическим данным были образованы на глубинах 35–40 км [Добрецов, 1980]. Если бы в природе действовал один лишь механизм денудации, то толщина континентальной коры при таких масштабах эрозионного среза составляла бы первые километры. В действительности, континентальные платформы обычно имеют нормальную кору толщиной ~40 км. Парадокс легко разрешается в рамках двухъярусной плито-тектонической схемы. Из нее следует, что в процессе денудации, например, щитов литостатическая нагрузка на нижнекоровую астеносферу уменьшается, что должно вызывать подток нижнекорового материала в области эродируемых щитов. Возникает своеобразный кругооборот вещества континентальной коры, при котором ее толщина сохраняется примерно постоянной (рис. 64). При этом синеклизы, расположенные между соседними щитами, оказываются в обстановке растяжения вследствие центростремительного течения их нижнекорового вещества. Таким образом, предложенная схема дает простое объяснение таким наблюдаемым на континентах явлениям, как продолжительное высокое стояние щитов (предполагается "первичная" неоднородность состава коры щитов, в частности ее меньшая плотность по сравнению с окружающими областями), выведение пород низов коры на поверхность, сохранение длительных условий растяжения в синеклизах. Более подробно эти вопросы разобраны в подготовленной недавно статье Л.И. Лобковского и В.Е. Хаина.

ГЕОХИМИЯ КОНВЕКТИРУЮЩЕЙ МАНТИИ

Мантийная конвекция является тепловой машиной, приводящей в движение литосферные плиты. Состав конвектирующей мантии как рабочего тела этой тепловой машины представляет несомненный интерес для тектоники плит. Основным источником информации относительно состава мантийного вещества служат примитивные мантийные магмы, а также образцы мантийного вещества, транспортируемые к земной по-

верхности в виде ксенолитов в базальтоидах и кимберлитах, а также в виде крупных тектонических блоков, составляющих массивы альпинотипных перидотитов.

Изучение мантийных ксенолитов, коматитов и привлечение космохимических критериев позволило выявить состав примитивной мантии, возникшей на ранней стадии земной истории после завершения аккреции и обособления земного ядра [Рингвуд, 1981; Рябчиков и др., 1987; Jagoutz et al., 1979]. Этот состав отвечает лерцолиту наименее тугоплавкого состава из всей гаммы перидотитовых нодулей и характеризуется соотношениями нелетучих литофильных элементов, близкими к хондритовым. Это отражается, в частности, в плоских хондрит-нормализованных спектрах редких земель (РЗЭ) в определенных типах мантийных перидотитов и архейских коматитов.

Изучение соотношений примесных элементов и изотопии расплавов океанических толеитов, имеющих источником конвектирующую мантию, показывает, что они отличаются от модели примитивной мантии, будучи заметно обедненными наиболее несовместимыми элементами. В частности, это выражается в наклоненных в сторону легких элементов спектрах РЗЭ. Детальное изучение альпинотипных перидотитов (например, массив Ронда, Испания) показывает, что они обладают геохимическими характеристиками, отвечающими источнику базальтов срединно-океанических хребтов, т.е. конвектирующей мантии [Frey et al., 1985]. Несовместимые элементы с предельно низкими коэффициентами распределения обнаруживают еще больший контраст между примитивной мантией и источником базальтов срединно-океанических хребтов. В последних, в частности, наблюдается смещение отношений предельно несовместимых элементов, таких, как K и Rb, U и Th и т.д. Подобные пары элементов накладывают наиболее строгие ограничения на оценки параметров того процесса потери примитивной мантией легкоплавкой фракции, который привел к различию геохимических характеристик между примитивной и конвектирующей мантией. Логика подобных оценок может быть проиллюстрирована на примере пары K—Rb. Их отношения в примитивной и субокеанической мантии разнятся в 2—3 раза. Для объяснения этого факта нам прежде всего надо найти среди мантийных минералов кристаллическую фазу, способную к разделению столь близких кристаллохимических аналогов. Из всех возможных кандидатов этим требованиям отвечает клинопироксен, способный растворять в себе небольшие количества K при высоких давлениях и характеризующийся в мантийных породах чрезвычайно высокими отношениями K/Rb (5000—10000) [Zindler, Jagoutz, 1986]. Сравнение этих величин с данными для мантийных флогопитов показывает, что коэффициент распределения для Rb должен быть по крайней мере в 5—10 раз ниже, чем для K.

Коэффициенты распределения K между клинопироксенами жадеитового состава и расплавами системы жадеит—санидин—H₂O изучались нами экспериментально. При 20 кбар и 900 °C эта величина близка к 0,1. В присутствии диопсидового компонента значения K_K резко снижаются. Приближенные оценки давлений в 30—50 кбар с учетом составов природных хромдиопсидов, равновесных с флогопитом, и наших экспериментальных данных для ликвидусных равновесий в системе биотитовый мафурит—H₂O—CO₂ [Рябчиков, Грин, 1978] дают значения K_K в интервале 0,01—0,001. Комбинированный коэффициент распределения K для лерцолита, содержащего около 20% клинопироксена, будет укладываться в пределы $2 \cdot 10^{-3}$ — $2 \cdot 10^{-4}$. Конечно, эти величины могут изменяться в зависимости от давления, температуры и роли летучих в процессах маглообразования, в связи с чем при проведении расчетов мы рассматривали их возможные вариации в интервале 10^{-4} — 10^{-3} . Баланс масс интересующих нас элементов при частичном плавлении лерцолитового вещества рассматривался с учетом этих допустимых значений K_K и K_{Rb} . Решение системы балансовых уравнений, в которые подставлялись известные концентрации K и Rb в примитивной мантии и источнике базальтов срединно-океанических хребтов, показывает, что возможные степени плавления (α) варьируют от 0,01 до 0,001.

Этот процесс явно отличен от формирования базальтовой коры, требующего более высоких значений α .

Отметим, что при значениях α , приближающихся к нижней границе этого интервала, и содержаниях H_2O , характерных для примитивной мантии ($\sim 0,1\% H_2O$), мы вместо силикатной жидкости будем иметь существенно водный флюид с растворенными в нем силикатными компонентами. Впрочем, как показывают полученные нами экспериментальные данные для системы $NaAlSi_3O_8-H_2O$, при высоких давлениях между водными флюидами и магматическими расплавами должны, по всей вероятности, существовать постепенные переходы. Мантийные системы с водными флюидами изучались нами при давлениях до 30 кбар экспериментально. Экстраполяция этих экспериментальных данных на систему лерцолит- H_2O показывает, что при давлениях, обеспечивающих стабилизацию калиевого компонента в клинопироксенах, существование надкритических фаз с содержаниями воды около 50% реализуется при температурах, отвечающих современным континентальным геотермобарам. Водные флюиды, сосуществующие с мантийными минералами, при высоких давлениях носят щелочной и, следовательно, чрезвычайно химически активный характер [Рябчиков, Маккензи, 1985]. Они способны транспортировать многие индикаторные компоненты, включая R3Э. В частности, экстраполяция экспериментальных данных по коэффициентам распределения R3Э между породообразующими силикатами мантии и водными растворами при давлениях свыше 50 кбар также показывает, что потеря в форме флюида большей части воды, содержащейся в примитивной мантии, и уход ее в литосферу обеспечат смещение отношений Ce/Yb до значений, характерных для мантийного источника базальтов срединно-океанических хребтов. Низкие степени плавления или флюидообразования необходимы для разделения пар таких сильно несовместимых элементов, как рассмотренные выше Rb и K, а также U и Th, Zr и Hf и т.д.

Относительно низкие температуры, необходимые для реализации малых степеней плавления мантийного вещества или существования водного флюида в субсолидусных условиях, должны были характеризовать мантию еще на ранних этапах развития Земли (по крайней мере после 3 млрд лет), так как уже в продуктах архейского магматизма по изотопным данным зафиксировано участие обедненного максимально несовместимыми элементами резервуара [Jahn et al., 1982]. Важно подчеркнуть, что эти геохимические особенности мантийных источников архейских магм возникли задолго до проявления процессов крупномасштабного плавления подкорового вещества.

Необходимость относительно низких температур мантийных зон диктуется не только рассмотренным выше широким проявлением процессов с низкими степенями плавления или флюидообразования, но и значительной мощностью литосферы, по всей вероятности, мало отличавшейся от современной и обеспечившей уход магм или флюидов из мантии при давлениях, достаточно высоких, чтобы весь K был зафиксирован в клинопироксене, а не во флогопите. Дополнительным подтверждением этих выводов являются результаты термобарометрического анализа силикатных микровключений в алмазах, имеющих, согласно изотопным данным, древний возраст [Boyd et al., 1985].

Существование мощной литосферы еще в раннем архее позволяет присоединиться к концепции о действии механизма тектоники плит начиная с самых ранних этапов земной истории.

Необходимо отметить, что рассмотренные процессы весьма низких степеней плавления не могли быть причиной генерации толентовых базальтов и тем более коматитовых магм. Эти высокомагнезиальные расплавы возникали в ходе эпизодов крупномасштабного плавления мантийного вещества, независимых от явлений потери мантией богатых летучими надкритических фаз.

В ходе процессов потери флюидов или низкотемпературных магм концентрации главных, совместимых и умеренно несовместимых элементов-примесей в остаточном лерцолите не должны заметно изменяться. Поэтому простейшей геохимической моделью конвектирующей мантии является вещество, идентичное примитивной мантии в отношении главных элементов, умеренно несовместимых микрокомпонентов, но деплетированное в отношении максимально несовместимых элементов. В то же время

нельзя исключить возможность обеднения этого резервуара более легкоплавкими петрогенными компонентами (CaO , Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 и т.д.), а также несовместимыми микрокомпонентами в результате процессов базальтообразования (т.е. при генерации магм высоких степеней частичного плавления).

Крупномасштабное частичное плавление конвектирующей мантии, приводящее к генерации высокомагнезиальных расплавов, имеет следствием формирование океанической коры. Возникающие при этом рститы, обедненные компонентами, слагающими гранат, обладают повышенной плавучестью по сравнению с гранатовыми лерцолитами, и поэтому они главным образом входят в литосферную часть верхней мантии. Последующая субдукция возвращает этот материал в глубинные зоны. Воздействие подобных процессов на петрохимию конвектирующей мантии зависит от дальнейшей судьбы погружающейся океанической литосферы. Если этот материал интенсивно перемещается в результате конвективных движений, то состав сублитосферной мантии в отношении петрогенных окислов будет идентичен примитивной мантии. Если же, как полагают некоторые исследователи, эклогитизированная океаническая кора, более плотная, чем лерцолиты, уходит в глубинные зоны и образует там крупные скопления, а возможно, и планетарный эклогитовый (или гранатитовый, перовскититовый) слой, то конвектирующая мантия будет с течением времени обедняться "базальтовыми" компонентами (Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , Na_2O), а также умеренно несовместимыми микрокомпонентами. Таким образом, возможность отклонения состава конвектирующей мантии от примитивных мантийных лерцолитов связана с наличием или отсутствием крупных обособлений в переходной зоне или нижней мантии высокоплотных эквивалентов океанической коры. Как уже отмечалось, согласно геохимическим и изотопным данным альпинотипные перидотиты являются тектоническими блоками субокеанической мантии. Их петрохимия практически идентична лерцолит-гарцбургитовым ассоциациям нодулей из щелочно-базальтовых вулканов. Наблюдаемые в обоих случаях линейные ковариации петрогенных окислов объясняются частичным плавлением исходного материала, похожего на примитивные мантийные лерцолиты, при варьирующих степенях удаления интерстициальной жидкости из различных участков. Наиболее примитивные составы близки как для нодулей из самых различных регионов земного шара, так и для массивов альпинотипных перидотитов. В случае нодулей из щелочно-базальтовых вулканов минералогическая термобарометрия однозначно указывает на то, что они являются образцами субконтинентальной литосферы. Для альпинотипных перидотитов этот вопрос остается открытым: они могут представлять либо океаническую литосферу, либо сублитосферную мантию. Если это действительно блоки конвектирующей мантии, то оценкой ее петрохимии может служить, например, средний состав перидотитов массива Ронда с MgO 40–41%, а CaO и Al_2O_3 по 2–3% каждого. Однако в связи с нерешенностью этой дилеммы, естественно, возникает желание выяснить возможность равновесия первичных магм базальтов срединно-океанических хребтов с перидотитами различного состава. Для решения этой задачи нами был разработан метод расчета субликвидусных равновесий в перидотитах при различных давлениях [Рябчиков, Богатиков, 1984], основанный на обобщении экспериментальных данных для базальтовых и пикритовых систем. Опубликованный ранее алгоритм реализован в виде программы для ЭВМ. Проверкой этого метода послужило сравнение его с экспериментальными данными по частичному плавлению пиролита [Jaques, Green, 1980], которые не входили в использованный банк исходных данных. Этот метод был применен для расчета составов выплавов из природных перидотитов, в различной степени истощенных в отношении базальтовых компонентов (примитивная мантия и гарцбургиты различной магнезиальности). Полученные данные сравнивались с первичными толеитовыми магмами (табл. 4). Выясняется, что источником близких по составу расплавов могут служить весьма различные перидотиты при сильно варьирующих степенях плавления. Наибольший разброс для рассчитанных выплавов отмечается для концентраций Na_2O и TiO_2 . Этим окислам многие исследователи придают значение классификационных и генетических критериев толеитового магматизма [Лукашевич и др., 1987], и поэтому их

Таблица 4

Примеры рассчитанных выплавов (при 25 кбар) из перидотитов с различными содержаниями базальтовых компонентов

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	48,21	47,04	46,98	46,90	CaO	10,87	11,18	11,06	12,47
TiO ₂	0,47	0,64	0,37	0,16	Na ₂ O	1,48	1,27	1,30	0,92
Al ₂ O ₃	11,68	12,06	11,90	11,64	K ₂ O	0,02	0,12	0,12	0,09
FeO	9,25	9,61	10,29	9,86	α		0,256	0,085	0,033
MgO	18,02	18,07	17,99	17,97					

Примечание. 1 — состав первичной магмы, рассчитанный на основе данных по составу высокомагнезиального стекла из Красноморского рифта [Альмухамедов и др., 1983] при допущении равновесия с оливином Fo₉₂; 2 — выплавка из примитивного мантийного лерцолита (см. табл. 2, [Jagoutz et al., 1979]); 3, 4 — выплавки из перидотита [Frey et al., 1985]: 3 — с 43,5% MgO (R347), 4 — с 46,7% MgO (R893); α — степень плавления.

поведение заслуживает более детального рассмотрения. Учитывая, что для индивидуальных образцов природных перидотитов содержания TiO₂ могут нарушаться вторичными процессами, мы поставили вычислительный эксперимент для рассчитанных реститовых производных примитивного мантийного лерцолита. Результаты этой работы показывают, что при высоких степенях плавления и при равных содержаниях MgO в жидкой фазе истощенные перидотиты действительно дают менее натровые выплавки, чем примитивный лерцолит. Д. Элтон и Дж. Кэзи [Elthon, Casey, 1985] привели доказательства существования аномально обедненных натрием толеитов и сделали заключение, что отсюда — истощенности базальтовыми компонентами мантийного источника базальтов срединно-океанических хребтов. Казалось бы, с этим согласуются и результаты наших расчетов. Надо, однако, отметить, что исчерпывающим доказательством это сопоставление служить не может. Такой же результат можно получить при фракционном или многоступенчатом плавлении исходно примитивного субстрата или при различных соотношениях степеней плавления примитивного вещества и последующей кристаллизационной дифференциации.

Расплавы, близкие к первичным толеитовым магмам, выплавляются из перидотитов различного состава при резко варьирующих степенях плавления (30% для примитивного лерцолита, до 2–3% для сильно истощенных гарцбургитов; см. табл. 4). Сейсмологические оценки степеней плавления под срединно-океаническими хребтами приближаются к нижней границе этого интервала, откуда можно было бы сделать заключение, что современная конвектирующая мантия сильно обеднена базальтовыми компонентами, но и этот критерий не является однозначным, так как наблюдаемые низкие степени плавления могут быть связаны с фракционным характером мантийного анатексиса.

Одним из возможных вариантов решения поставленной задачи является рассмотрение доказательств существования эколгитового слоя с точки зрения сейсмологии. А. Рингвуд [1981] пришел к выводу, что геофизические данные наилучшим образом согласуются с моделью химически однородной мантии пиrolитового (т.е. примитивно-лерцолитового) состава. В то же время Д. Андерсон [Anderson, 1977] считает, что сейсмологические доказательства наличия мощного эколгитового слоя (свыше 100 км) весьма убедительны. Возможно, и здесь окончательное решение вопроса о петрохимии конвектирующей мантии пока отсутствует. Ни один из рассмотренных выше критериев не является однозначным. По-видимому, на данном этапе придется принять интервал неопределенности от примитивного лерцолита до среднего состава альпинотинных перидотитов. Попробуем, однако, взглянуть на рассматриваемую проблему с другой стороны. Допустим, что средневзвешенный состав альпийских перидотитов действительно характеризует конвектирующую мантию. Тогда из сравнения этого состава с прими-

Таблица 5

Оценки состава конвектирующей мантии с учетом данных для альпинотипных перидотитов

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	44,17	47,73	44,22	45,14	MgO	41,39	9,88	39,81	38,3
TiO ₂	0,09	0,73	0,12	0,22	CaO	2,36	14,15	2,95	3,50
Al ₂ O ₃	2,67	16,16	3,34	3,97	Na ₂ O	0,19	1,89	0,28	0,33
FeO	8,04	8,69	8,07	7,82	K ₂ O	0,005	0,01	0,005	0,03
MnO	0,13	0,15	0,13	0,13					

Примечание. 1 — средний состав перидотитов массива Ронда [Frey et al., 1985]; 2 — состав мафического прослоя в массиве Ронда [Obata, Dickey, 1976]; 3 — смесь, состоящая на 95% из состава (1) и на 5% из состава (2); 4 — примитивная мантия [Jagoutz et al., 1979].

тивной мантией на основании баланса масс мы можем оценить количество вещества, которое должно было уйти в резервуар базальтового состава. Полученная величина оказывается несколько меньше массы, отвечающей произведению возраста Земли на современные темпы формирования океанической коры. На самом деле эти различия должны быть еще более заметными потому, во-первых, что в прошлом скорость базальтообразования была, несомненно, более высокой, чем в настоящее время, и, во-вторых, вследствие того, что использованный нами средний состав перидотитов массива Ронда, по-видимому, дает нам максимальный предел истощенности конвектирующей мантии: если мы учтем наличие в этом массиве мафических слоев пикритового или пироксенитового состава, присутствующих в количестве ~5%, и будем считать их непосредственными выплавками из данного участка мантии, то состав ее приблизится к примитивному лерцолиту (табл. 5). Эти сопоставления приводят нас к выводу о том, что существует достаточно эффективный механизм, приводящий к перемешиванию значительной части субдуцируемого материала базальтового состава в пределах конвектирующей мантии.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭРОЗИЯ, ЕЕ МЕХАНИЗМЫ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ

По мере изучения активных зон субдукции, связанных как с островными дугами, так и с окраинами андийского типа, все отчетливее выявляется разнообразие их тектонического режима. В зависимости от напряжений на стыке литосферных плит, количества осадков в глубоководном желобе и других факторов субдукция развивается в режиме аккреции, тектонической эрозии или в нейтральном режиме [Ломизе, 1984; Scholl et al., 1980]. До настоящего времени сравнительно много внимания уделялось аккреционным образованиям, два других режима пока еще мало исследованы.

Уже в 60-х годах Дж. Гиллули [Gilluly, 1963] и Г. Иллиес [Illies, 1967] высказали мысль, что одной из причин мощного андезитового вулканизма и плутонизма на тихоокеанских окраинах Америки является захват материала сиалической коры в ходе субдукции и его тектоническое перемещение на глубину в область магмообразования. Возможность такого разрушения всякого крыла зоны Беньофа находила все новые подтверждения в работах 70-х годов [Сорохтин, 1973; Page, 1970]; этот тектонический процесс именовался "абразия" [Cann, 1971], "эрозия" [Plafker, 1972; Karig, 1974], "коррозия" [Ломизе, 1975]. В дальнейшем его все чаще называют "тектоническая эрозия" или "субдукционная эрозия". Это понятие, определенное как один из элементов тектоники плит, преемственно по отношению к более раннему и более широкому представлению о "подкорковой эрозии" как о гипотетическом механизме "размыва" и утонения континентальной коры снизу под действием восходящего мантийного потока [Gilluly, 1955; Gidon, 1963]. Если принять, что тектоническая эрозия в зонах

субдукции — лишь один из ее видов, то термин "субдукционная эрозия" наиболее точно обозначает этот процесс.

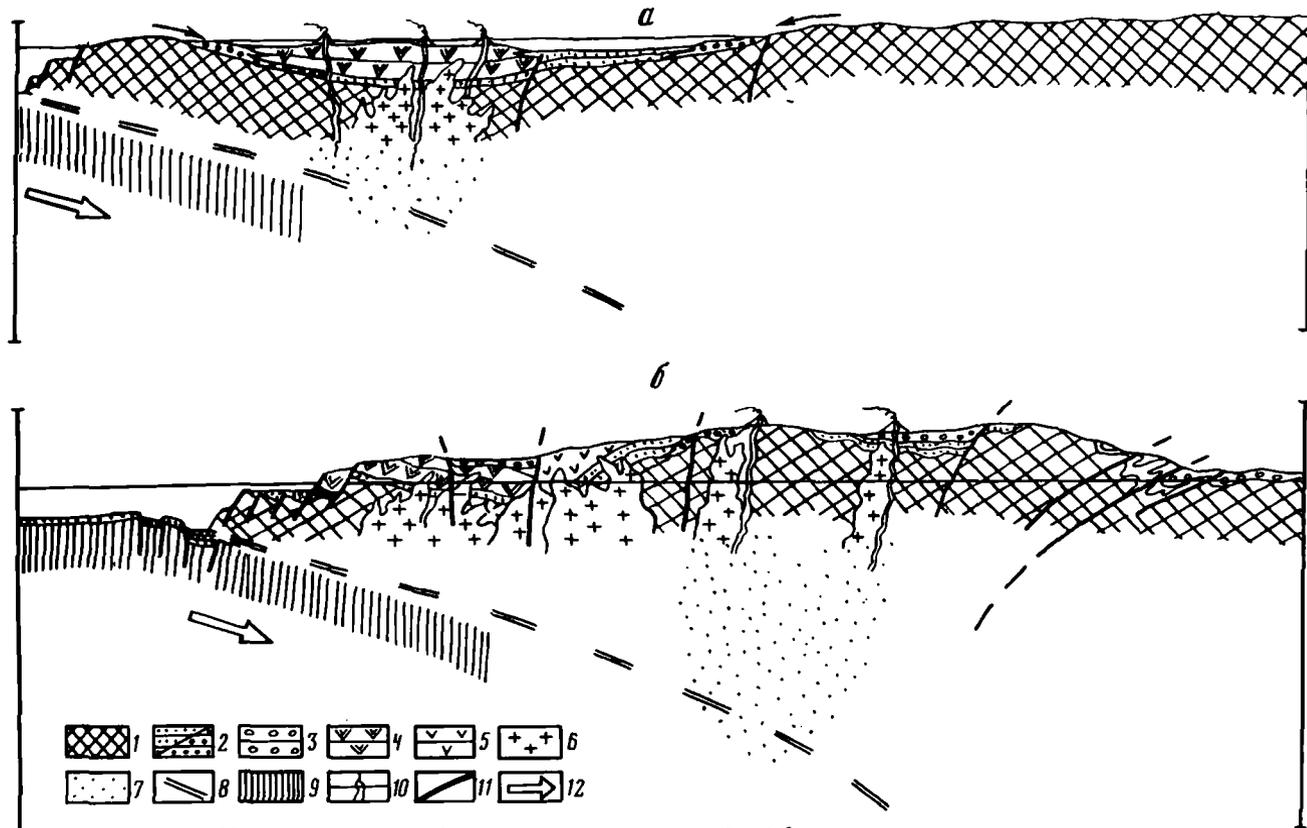
Вопрос о признаках субдукционной эрозии и ее размерах недавно рассмотрен автором настоящего раздела [Ломизе, 1988]. Особенно важны, с одной стороны, историко-геологические данные, с другой — наблюдения на живых конвергентных границах. Субдукционная эрозия, по-видимому, находит выражение и в геохимических особенностях магматических образований.

Историко-геологические данные. Убедительным свидетельством проявления субдукционной эрозии в некоторых длительно развивающихся островодужных системах или системах андийского типа служит срезание крайних (размещавшихся у желоба) членов их латерального структурного ряда и, как следствие, сближение с желобом отмирающих вулканических поясов. Примером таких соотношений может служить окраинно-материковая система Анд на отрезке 30–34° ю.ш. Рис. 65, а иллюстрирует реконструкцию этой системы для юрского времени. Западнее Арауканского вулканоплутонического пояса и примыкавших к нему мелководно-морских бассейнов протягивалось поднятие докембрийско-палеозойского сиалического фундамента, откуда в восточном направлении поступал обломочный материал гранитного состава, обнаруженный еще Х. Муньосом-Кристи и Б. Леви в юрских и неокомских отложениях Берегового хребта Чили. За этим поднятием на реконструкции показан глубоководный желоб как батиметрическое выражение палеозоны Беньофа, о которой можно судить по магматической активности, строению и развитию андийской окраинно-материковой системы с середины триаса до настоящего времени.

Если сравнить эту реконструкцию с современным геологическим профилем андийской окраины для указанных широт (см. рис. 65, б), мы увидим, что к настоящему времени магматические образования юрского вулканоплутонического пояса оказались в непосредственной близости от глубоководного желоба, на многих участках они уже размываются в береговых обрывах океана. На современном профиле не осталось места для существовавшего прежде сиалического бордерленда, лишь часть его может быть скрыта в узкой полосе шельфа и континентального склона. Таким образом, продукты размыва гранитоидов поступали в мезозойские прогибы из области, где в настоящее время нет сиалической коры и находится океаническая плита Наска, контактирующая с континентом по Чилийско-Перуанской сейсмофокальной зоне.

С позиций тектоники плит наиболее вероятно, что разрушение этого сиалического бордерленда было связано с поглощением краевых блоков континентальной коры путем их вовлечения в субдукцию. Для андийской окраины такой механизм, названный впоследствии тектонической (субдукционной) эрозией, был предложен в 60-х годах Г. Иллисом [Illies, 1967], а затем принят в работах Р. Ратлэнда [Rutland, 1971], автора [Ломизе, 1975] и в ряде последующих исследований. Ширина окраины континента, которая была срезана тектонической эрозией, может быть определена лишь весьма приблизительно. Р. Ратлэнд и Дж. Канн пытались оценить ее исходя из предположения, что именно эрозия континентальной окраины была причиной восточной миграции магматического пояса Центральных Анд с юры до настоящего времени на расстояние около 150–200 км [Cann, 1971]. От такого подхода приходится отказаться, так как, судя по более поздним исследованиям, латеральная миграция субдукционного магматизма контролируется в первую очередь изменением наклона зоны Беньофа и глубинной миграцией ее магмогенерирующего отрезка. В частности, для Центральных Анд есть данные о том, что начиная с юры глубина залегания зоны Беньофа под магматическим поясом неуклонно возрастала.

В настоящее время западная граница юрских образований Арауканского вулканического пояса у Антафагасты, Тальталя, Чаньяраля и Ла-Серены проходит всего лишь в 15 км от бровки Чилийско-Перуанского желоба. Масштабы тектонической эрозии за послеперуанское время можно оценить, сравнив эту величину с вероятной первоначальной дистанцией между вулканическим поясом и бровкой глубоководного желоба. Для современных активных поясов субдукционного вулканизма средние значения этой дис-



Р и с. 65. Реконструкция субдукционной системы Анд (30–34° ю.ш.) для юрского времени (а) в сравнении с современным ее строением (б), по М.Г. Ломизе. Сближение юрского вулканического пояса глубоководным желобом – результат субдукционной эрозии

1 – домезозойский фундамент: на востоке кристаллические породы докембрия, на западе – то же, вместе со складчатыми комплексами и гранитоидами палеозоя; 2 – морские отложения; 3 – континентальные отложения; 4 – юрские известково-щелочные вулканы, главным образом андезитового и андезито-базальтового состава; 5 – то же, мелового и палеогенового возраста; 6 – диориты и гранитоиды; 7 – магмогенерирующий участок зоны Беньофа и ее висячего крыла; 8 – зона Беньофа; 9 – кора океанического типа; 10 – магмоподводящие каналы; 11 – разломы; 12 – направление погружения плиты

танции (arc-trench gap) варьируют от 50 до 250 км в зависимости от наклона зоны Беньофа и глубины ее магмогенерирующего участка. Соответствующая усредненная скорость срезания континентальной окраины Анд тектонической эрозией с юры до настоящего времени — от 0,2 до 1,3 мм/год, однако вряд ли этот процесс протекал непрерывно и равномерно. Если наблюдаемые в вулканитах Арауканского пояса направленные изменения химического состава во времени (в частности, возрастание $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержаний K_2O) отражают вовлечение в магмогенез силикатических продуктов тектонической эрозии, то резкий скачок соответствующих химических показателей в позднем миоцене (с началом новейшего вулканического этапа) может указывать на значительное усиление эрозии. Другим вероятным следствием субдукции продуктов тектонической эрозии считают наращивание мощности континентальной коры под орогеном Центральных Анд до наблюдаемых в настоящее время высоких значений [Thorpe et al., 1981]. Если принять, что на новейшее время приходится половина эродированной с юры континентальной окраины, то скорости субдукционной эрозии в это время должны были возрасти на порядок.

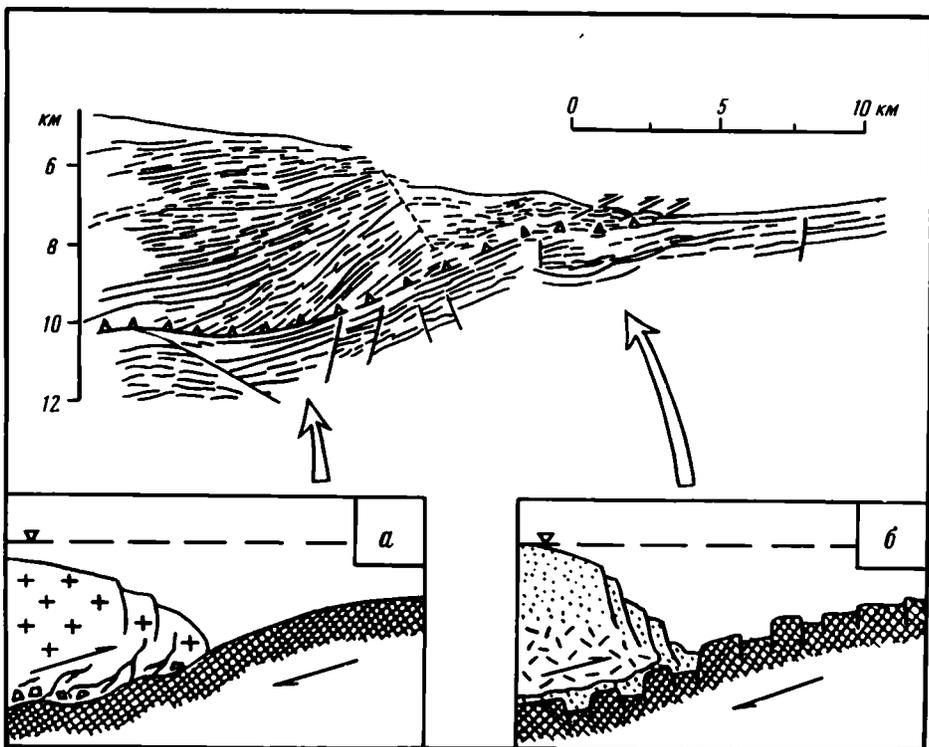
Следы сближения отмирающего вулканического пояса с глубоководным желобом (как вероятное следствие тектонической эрозии) известны и для внутрокеанических зон субдукции. В частности, самые ранние вулканиды Марианской островной дуги (поздний эоцен) оказались к настоящему времени непосредственно на борту глубоководного желоба, в то время как вулканизм продолжается в 200 км от него [Bloomer, 1983]. Это главным образом бониниты, драгированные с островодужного склона желоба. Их подстилают габброиды и серпентинизированные перидотиты. Учитывая небольшую глубинность бонинитовых магм, наиболее вероятно, что вулканическая островная дуга формировалась в 50–60 км от глубоководного желоба, и это определяет ширину полосы, уничтоженной в результате тектонической эрозии. По мере эрозии всяческое крыло зоны Беньофа погружалось, поэтому карбонатные осадки верхнего эоцена — олигоцен — оказались опущенными до глубин 6 км. Ш. Блюмер полагает, что, начавшись в позднем эоцене, тектоническая эрозия прекратилась уже через 10–15 млн лет: островодужные вулканиды середины олигоцена остались на нормальном (около 180 км) удалении от желоба, где они слагают острова внешней Марианской дуги (Гуам, Сайпан). В последующее время субдукционный режим был близок к нейтральному, есть следы незначительной аккреции. Исходя из указанных выше количественных оценок, скорость эрозии океанической коры в Марианах могла быть 3,3–6 мм/год, что соответствует средней части интервала возможных скоростей эрозии континентальной коры Центральных Анд.

По новым данным Ш. Блюмера и Р. Фишера [Bloomer, Fisher, 1987], сходные соотношения установлены драгированием и в желобе Тонга (20–21° ю.ш.). В непосредственной близости к оси желоба на его склоне обнаружены вулканиды островодужной толлитовой серии (базальты, андезиты, дациты), которые подстилаются габбро, а ниже — перидотитами.

Сближение отмершего вулканического пояса с глубоководным желобом происходило, по-видимому, и над Японской зоной субдукции. По данным французских исследователей [Cadet, Charvet, 1983], реликты раннемиоценовых вулканов (риолиты и дациты с возрастом 22–24 млн лет) обнаружены в море у берегов Северного Хонсю всего лишь в 90 км от желоба, в то время как современная цепь вулканов отстоит от него почти на 300 км.

В рассмотренных выше островных дугах субдукционная эрозия всяческого крыла зоны Беньофа, как правило, сопровождалась его погружением под уровень моря до глубин в несколько тысяч метров. Для Марианской дуги и дуги Тонга такое опускание с позднего эоцена составило 5–6 км, для Хонсю с миоцена около 3–5 км. На андийской окраине, с ее мощной континентальной литосферой, опусканий не было либо величина их сравнительно невелика [Von Huene et al., 1985].

Таким образом, историко-геологические данные указывают на тектоническую эрозию обращенного к глубоководному желобу края-некоторых островодужных и окраинно-материковых систем. Выявляются две стороны этого процесса. Происходило сре-



Р и с. 66. "Базальный" (а) и "фронтальный" (б) механизмы субдукционной эрозии и особенности их проявления в Японском желобе. Результаты многоканального сейсмического профилирования (40° с.ш.) по Р. Фон-Хьюне [Von Huepe, 1986]

Пояснения в тексте

зание активного края со стороны желоба (и соответствующее сближение структурных реперов с желобом) со скоростью от десятых долей миллиметра до десятка миллиметров в год. Кроме того, в ряде случаев происходило медленное (менее 1 мм/год?) погружение всячего крыла над зоной субдукции. Как будет показано ниже, одна из вероятных причин этого погружения – тектоническая эрозия снизу, уменьшающая толщину всячего крыла.

Наблюдения в живых зонах субдукции. Данные, позволяющие предполагать активную субдукционную эрозию, появились в последние годы для Японского желоба. По новейшим сейсмическим профилям оказалось возможным проследить наклонный тектонический контакт на 15–20 км от его выхода в глубоководном желобе (рис. 66). Под поверхностью контакта на глубину продолжается слоистый осадочный чехол субдицирующей плиты, он нарушен системой сбросов, которые образовались, скорее всего, еще на океаническом борту желоба, разграничивая грабены и горсты, подобные современным. О тектонической эрозии свидетельствует строение всячего (островодужного) крыла. Это наклоненная от желоба слоистая серия, которая срезается на глубине полодой поверхностью тектонического контакта: эрозия всячего крыла происходит снизу. Следствием такой эрозии считают установленное по разрезам буровых скважин опускание островодужного склона, упоминавшееся выше. На профилях видны также оседание блоков и оплывание пород в нижней части островодужного склона, указывающие на продолжающееся разрушение фронтальной части всячего крыла. Как показали исследования по франко-японской программе "Кайко", в том числе непосредственные подводные наблюдения, оползание не приводит к накоплению гравитационных образований в желобе [Cadet et al., 1987]. Вместе с другими осадками они вовлекаются в субдукцию,

Таблица 6.

Главные факторы, контролирующие субдукционную эрозию

Главные факторы	Механизм эрозии	
	"базальный"	"фронтальный"
Скорость встречного движения литосферных плит (вкрест простирания желоба)	+++	-
Скорость надвигания висячего крыла (вкрест простирания желоба)	++	-
Возраст субдуцирующей океанической литосферы	---	+
Средний наклон зоны Беньофа в ее верхней части (0-100 км)	---	+
Тектонический рельеф субдуцирующей литосферы	+	+++
Количество осадков на субдуцирующей литосфере	-	---
Повышенное давление поровой жидкости на контакте литосферных плит	--	+

Примечание. Знаком (+) обозначена прямая корреляция, (-) — обратная корреляция с интенсивностью субдукционной эрозии. Количество знаков дает приблизительную оценку значения каждого фактора.

этому, как полагают, способствует тектонический рельеф океанической плиты, которая, погружаясь в желоб, расчленяется грабенами и горстами. Таким образом, в Японском желобе современная субдукционная эрозия представлена как срезанием снизу (на глубине), так и фронтальным разрушением островодужного крыла [Von Huene, 1986].

На центральном отрезке андийской окраины, где, в отличие от более северного перуанского отрезка, аккреционный комплекс отсутствует, тектоническая эрозия новейшего времени выражена в крутом ступенчатом профиле континентального крыла желоба [Von Huene et al., 1985], в разрывной тектонике и молодых блоковых перемещениях побережья [Katz, 1971]. Особенно выразительны сейсмогенные движения в районе Вальдивии (38-42° ю.ш.) в период известного землетрясения 1960 г. Движения охватили широкую полосу побережья вплоть до современной вулканической цепи. В обстановке растяжения произошло асимметричное проседание до 2 м. Триангуляция установила горизонтальные смещения в направлении желоба. Согласно Дж. Плафкеру [Plafker, 1972], вся сумма наблюдений, в том числе решение фокального механизма сейсмических очагов, укладывается в дислокационную модель, которая предусматривает деструкцию и опускание континентальной окраины под действием субдуцирующей плиты.

Таким образом, в некоторых современных зонах субдукции не только отсутствует аккреция, но и происходит разрушение их висячего крыла. Наблюдения подтверждают предположение Д. Шолла и др. [Scholl et al., 1980] о возможности проявления двух механизмов субдукционной эрозии, один из которых выражен срезанием переднего края висячего крыла (назовем это "фронтальным" механизмом), другой — эрозией, воздействующей на висячее крыло снизу ("базальный" механизм). Уточним понимание этих процессов, а также условий, контролирующих проявление каждого из них.

"Базальный" механизм субдукционной эрозии предполагает механическое воздействие субдуцирующей плиты на нижнюю поверхность висячего крыла зоны Беньофа (см. рис. 66, а). Происходит эрозия этого крыла снизу, что ведет к уменьшению его толщины и соответствующему опусканию. Сообразно наклону эродируемой нижней поверхности срезается и отступает передний край висячего крыла, и это служит одной из причин описанного выше сближения вулканического пояса и других структурных переломов с глубоководным желобом.

Эффективность "базальной" эрозии находится в прямом соответствии со сцеплением литосферных плит в зоне субдукции и скоростью их встречного движения, а также зависит от механических свойств взаимодействующих пород. В свою очередь, сцепление

литосферных плит обусловлено сочетанием целого ряда факторов (табл. 6). Исследование приуроченности сильных землетрясений показало, что сцепление растет по мере убывания возраста (и соответствующей ему плотности) субдущидующей литосферы, т.е. по мере нарастания ее плавучести [Ruff, Kanamori, 1983; Sacks, 1983]. Оно сравнительно велико при пологом наклоне зоны Беньюфа (в ее верхней части), что наблюдается обычно при большой "абсолютной" скорости надвигания висячего крыла [Uyeda, 1981; Jaggard, 1986]. Тектонический рельеф субдущидующей литосферы также способствует "базальной" эрозии [Schweller, Kulm, 1978]. Напротив, большое количество осадков на субдущидующей плите снижает силы сцепления, оно может способствовать нарастанию давлений поровой жидкости на контакте литосферных плит, предотвращая тектоническую эрозию [Davis, Von Huene, 1987]. Таковы соотношения процессов под гватемальской активной окраиной, где установленное бурением избыточное поровое давление вблизи сместителя значительно превышает гидростатическое [Von Huene, 1986] и где уже длительно поддерживается нейтральный режим субдукции. Другой подобный пример — зона субдукции у Барбадоса, где при бурении в рейсе 110 "ДЖОЙДЕС Резолюшн" впервые удалось пересечь ее главный сместитель.

Вместе с тем профиль через Японский желоб (см. рис. 66) показывает, что при благоприятных механических свойствах висячего крыла "базальная" эрозия возможна и при сравнительно слабом сцеплении литосферных плит.

"Фронтальный" механизм субдукционной эрозии проявляется там, где на поверхности субдущидующей плиты образуется расчлененный тектонический рельеф: система грабенов и горстов, которая нередко контролируется изначальной линейной делимостью океанической коры. В этом случае при гравитационном опускании по сбросам, обрушении и оплыванию материала с островодужного (или континентального) склона желоба он заполняет грабены на поверхности океанической плиты [Schweller, Kulm, 1978; Hilde, 1983]. Так происходит захват этого материала и его перемещение на глубину в ходе субдукции (см. рис. 66, б).

Интенсивность процесса контролируется сочетанием двух главных условий: расчлененности тектонического рельефа и сглаживающей его седиментации в желобе. В свою очередь, образование тектонического рельефа (системы грабенов и горстов) находится в прямой зависимости от растягивающих напряжений. Их величина определяется наложением локального изгиба океанической литосферы на борту желоба на региональное поле напряжений, количественная оценка которого учитывает среди прочего и величину сцепления в зоне субдукции [Wortel, Cloetingh, 1985]. Таким образом, факторы, ведущие к снижению сил сцепления, по-видимому, даже способствуют проявлению "фронтальной" эрозии (см. табл. 6).

"Фронтальная" эрозия зависит и от механических свойств пород, слагающих островодужный (континентальный) склон желоба, а также от его геологического строения. В этом отношении показателен Японский желоб: литологический состав меловых и более молодых отложений на островодужном склоне желоба благоприятствует их гравитационному перемещению, что способствует "фронтальной" эрозии.

Соотношение эрозионного и аккреционного режимов в развитии зон субдукции. Эти два главных тектонических режима зон субдукции тесно взаимосвязаны и сменяют друг друга как в пространстве (на разных отрезках одной и той же зоны субдукции), так и во времени. Смена в пространстве наиболее выразительна вдоль Чилийско-Перуанской конвергентной границы, где она была выявлена в ходе исследований по проекту "Наска", а затем уточнена с использованием многоканальных сейсмических записей [Von Huene et al., 1985]. Там же на одном из отрезков зоны субдукции (9,5° ю.ш.) установлена смена тектонической эрозии аккрецией, которая произошла в середине кайнозоя. При этом аккреционный комплекс шириной около 20 км причленился непосредственно к древнему континентальному цоколю, что нашло подтверждение при глубоководном бурении в рейсе 112 "ДЖОЙДЕС Резолюшн".

Тектонический режим зоны субдукции регулируется балансом разнообразных факторов, как независимых, так и сложно взаимосвязанных, главные из которых указаны

в табл. 6. Наряду с геодинамическими условиями важнейшую роль играет географическая, в том числе климатическая обстановка, определяющая количество поступающего в глубоководный желоб терригенного материала. При малом количестве осадков на субдуцирующей плите, как пелагических, так и сформировавшихся в желобе, аккреция невозможна. При достаточном количестве осадков аккреция начинается там, где эти осадки не могут быть полностью вовлечены в субдукцию. От того, как велика доля не захваченного субдукцией материала, зависит в дальнейшем разрастание аккреционной призм [Shreve, Cloos, 1986]. Полагают, что и в этом процессе решающее значение имеет тектонический рельеф океанической плиты, определяющий суммарный объем грабенов, субдуцирующих за единицу времени и способных увлечь на глубину соответствующее количество осадков [Hilde, 1983; Wortel, Cloetingh, 1985].

Судя по результатам многоканального сейсмопрофилирования и глубоководного бурения, доля осадочного материала, которая задерживается в аккреционном комплексе, зависит и от стратиграфического разреза. В соответствии с литологическим составом слоев и их пористостью происходит срыв по ослабленному горизонту, и тем самым определяется положение главного сместителя зоны субдукции в ее приповерхностной части [Von Huene, 1986; Moore et al., 1987].

Можно полагать, что аккреция исключает сколько-нибудь значительную субдукционную эрозию¹. Однако неустойчивое равновесие многочисленных факторов – кинематических, динамических, структурных, географических – легко нарушается в ходе субдукции, и в результате аккреционный режим чередуется с эрозионным, иногда удерживается нейтральный. Новообразованные аккреционные клинья могут в дальнейшем эродироваться и в той или иной степени предохранять от разрушения край литосферной плиты. Весьма вероятно, что лишь небольшая часть аккреционных образований, не затронутая последующими фазами субдукционной эрозии, закрепляется в геологической летописи как элемент складчатого пояса.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 0–70 млн лет

За последние 20 лет было выполнено несколько реконструкций литосферных плит акватории Индийского океана [Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн и др., 1984; McKenzie, Sclater, 1971; Norton, Sclater, 1979]. Все они основаны на традиционных картах линейных палеомагнитных аномалий. Отметим, что наиболее распространенным в литературе способом представления фактического материала о линейных палеомагнитных аномалиях является проведение осей корреляции тех или иных особенностей кривой ΔT (экстремумы, точки перегиба и др.). Среди таких особенностей предпочтение отдается экстремумам [McKenzie, Sclater, 1971; Norton, Sclater, 1979; Schlich, 1982; и др.]. Согласно модельным расчетам, при формировании магнитоактивного слоя в условиях высоких широт и вертикального намагничивания положение экстремумов аномалий отвечает в целом центральным частям соответствующих инверсионных блоков в модели разрастания дна. При иной ориентировке вектора намагниченности экстремум будет соответствовать их периферическим частям. В процессе спрединга магнитоактивный слой перемещается в сторону от конструктивной границы, что приводит к изменению геомагнитных координат одновозрастных участков слоя, находящихся по разные стороны от оси спрединга. Это обстоятельство может привести к тому, что участки магнитоактивного слоя, возникшие на одной оси спрединга и имеющие один возраст, но расположенные по разные стороны от оси, будут характеризоваться магнитными аномалиями разной конфигурации, а одноименные экстремумы этих аномалий будут располагаться над различными частями инверсионных блоков.

¹ Как отмечал С. Уеда [Uyeda, 1981], не исключено сочетание условий, при котором осадки полностью задерживаются в желобе, а на глубине субдуцирующая плита эродирует всяческое крыло. Однако такое сочетание условий, по-видимому, может быть только локальным и кратковременным.

Тем самым, одноименные палеооси магнитных аномалий в общем случае не могут служить одноименными изохронами. Отсюда следует, что использование карт осей палеомагнитных аномалий вносит в реконструкции положений литосферных плит дополнительные погрешности.

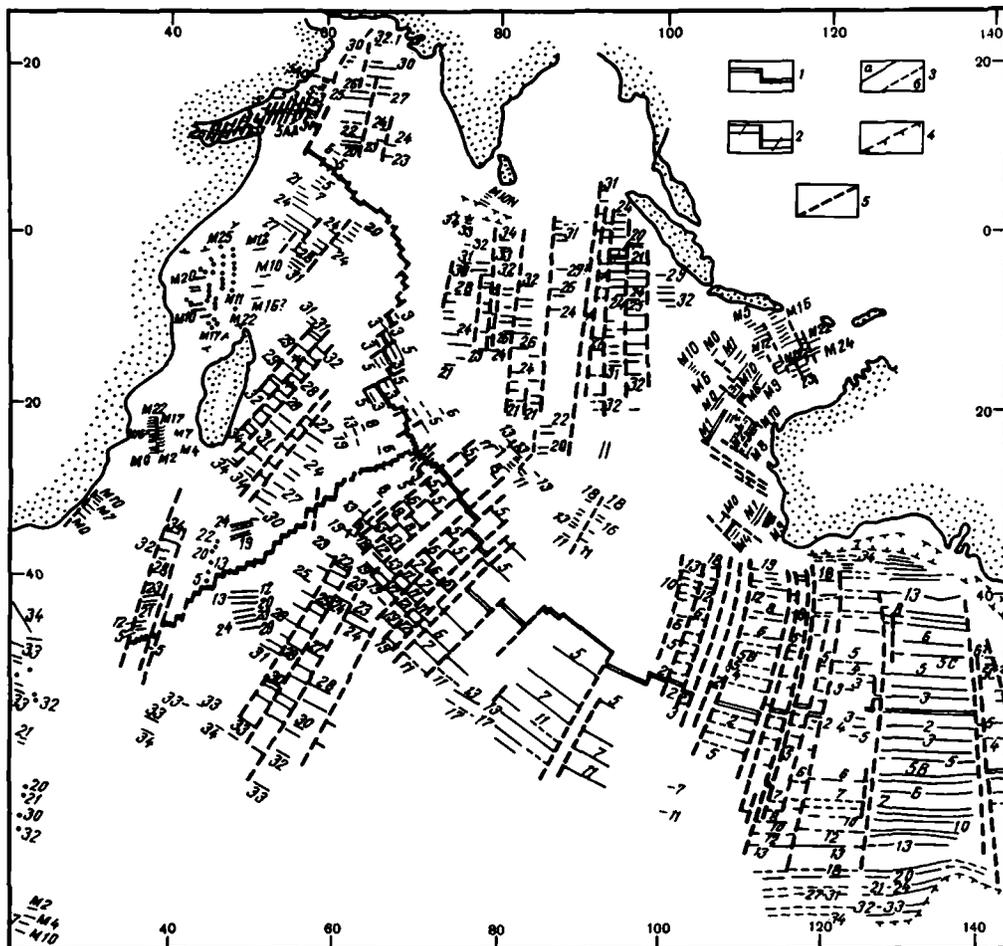
Чтобы избежать указанных погрешностей, необходимо придать свойство изохронности одноименным палеоосям. Для этого предлагается составлять карты осей палеомагнитных аномалий по единому принципу: проводить ось аномалии по экстремуму или участку магнитной аномалии, отвечающему древнейшему краю соответствующего номерного инверсионного блока шкалы палеомагнитных аномалий [Шрейдер, 1981]. Этот принцип был положен в основу первой карты синхронных осей палеомагнитных аномалий—хронов Индийского океана [Шрейдер, 1981] и карты, используемой в настоящей работе. Карта составлена на основе многочисленных источников (более 100), главные из которых приведены в литературе, цитируемой в работе. Как видно из изложенного выше, карта хронов представляет собой логическое развитие карт осей палеомагнитных аномалий, но имеет новое качество, поскольку она одновременно демонстрирует структуру палеомагнитных аномалий и возраст литосферы по шкале палеомагнитных аномалий. Последнее исключает необходимость каких-либо корректировок при уточнении возраста инверсий в шкале палеомагнитных аномалий. В работе использована шкала палеомагнитных аномалий Д. Кента и Д. Градштейна [Kent, Gradstein, 1986].

Данные о палеомагнитных аномалиях (рис. 67) свидетельствуют о том, что между Австралией и Антарктидой восточнее меридиана 115° в.д. наиболее древние палеомагнитные аномалии первой системы [Шрейдер, 1981], относимые к этапу спрединга, продолжающемуся доньне, имеют номер 34 и обрамляются меловой зоной спокойного магнитного поля. В районе между 115 и 70° в.д. к северу от тройной точки сочленения плит древнейшей палеомагнитной аномалией первой системы является аномалия 19. На Аравийско-Индийском хребте между тройной точкой на 70° в.д. и экватором древнейшими палеомагнитными аномалиями могут быть 19-я на юге и 13-я на севере. Севернее экватора такими аномалиями являются 10-я на востоке и 7-я на западе. Наиболее древняя палеомагнитная аномалия первой системы в горле Аденского залива — 5АС. Западнее разлома Алула-Фартак подобной аномалией является аномалия 5, а западнее 45° в.д. отмечается тенденция прогрессивного омоложения дна, что в литературе [Cochran, 1981; и др.] связывается с продвижением спредингового центра. В пределах юго-западного срединного хребта западнее 45° в.д. наиболее древняя палеомагнитная аномалия первой системы имеет номер 34. В интервале 45 – 50° в.д. древнейшей является аномалия 29. В районе 58° в.д. удастся идентифицировать наиболее древнюю аномалию 19.

Древнейшими палеоаномалиями второй системы, сформированными на осях спрединга, прекративших свое существование в кайнозойское время, являются палеоаномалии 34 в котловинах Вартон, Центральной, Мадагаскарской, Крозе, Маскаренской. В Аравийской котловине таковой является палеоаномалия 32, а в Сомалийской — 31.

Среди палеоаномалий третьей системы, образованных на осях хребтов, прекративших свое существование в мезозое, на западе Сомалийской котловины расположены палеоаномалии М25–М19 (обрамляются юрской зоной спокойного поля), в Мозамбикской — М22–М0, в Африкано-Антарктической — М6–М10. Севернее Австралии известны палеоаномалии М25–М5, а западнее ее идентифицированы аномалии М10–М0. Палеоаномалии М10–М7 выделены на северо-западе Центральной котловины.

В последнее время за рубежом также начали составлять карты изохронных осей палеомагнитных аномалий — хронов [Larson et al., 1985], которые затем используются для построения палеогеодинамических реконструкций [Scotese et al., 1988]. В указанных работах показано положение на карте лишь ограниченного числа хронов, а именно 2, 3а, 6в, 15, 25, 29, 34, М0, М17. Поскольку выделение некоторых хронов (например, 2, 3а, 6в, 15) в большинстве районов Индийского океана затруднено, авторы привлекли к анализу сведения по рельефу дна и спутниковой альтиметрии [Scotese



Р и с. 67. Синхронные оси палеомагнитных аномалий – хроны Индийского океана

1 – современная ось спрединга; 2 – палеоось спрединга; 3 – хрон, уверенно (а) или неуверенно (б) прослеженный, и его номер; 4 – граница зоны спокойного аномального магнитного поля; 5 – трансформные разломы

et al., 1988]. Необходимо иметь в виду, что использование таких данных влечет за собой дополнительные погрешности по сравнению с прямым использованием палеомагнитных аномалий. Отметим, что в работе [Scotese et al., 1988] реконструкции проведены методом наилучшего визуального совмещения хронов.

В предпринятой нами попытке реконструкций плит Индийского океана параметры относительных движений (эйлеров полюс и угол поворота) на дивергентной границе, разделяющей пару плит, определялись по методу наименьших квадратов отклонений в совмещаемых отрезках хронов или симметричных точек пересечения хронов с трансформными разломами. Все расчеты проводились по алгоритмам и программам, разработанным Н.Ю. Бочаровой и М.В. Кононовым [1988], а итоговые карты рисовались по модифицированной М.А. Бененсоном программе "MAP" Р. Паркера. Реконструкции были выполнены на моменты хронов 5 (10,4 млн лет), 6 (20,4 млн лет), 13 (35,9 млн лет), 24 (56,1 млн лет), 28 (65,1 млн лет), 31 (69,4 млн лет). В Индийском океане известны шесть литосферных плит: Африканская, Сомалийская, Аравийская, Индийская, Антарктическая, Австралийская [Ле Пишон и др., 1977; Зоненшайн, Савостин, Седов, 1984; McKenzie, Sclater, 1971; Norton, Sclater, 1979]. Положение плит реконструиро-

валось относительно неподвижной Африканской плиты. На реконструкциях показано положение палеоширот Африканского континента, полученных по палеомагнитным данным [Norton, Sclater, 1979]. Благодаря этому удается восстановить широтную привязку материков в геологическом прошлом.

На реконструкциях выделены три рода конструктивных границ — полученные по совмещаемым хронам смежных пар плит, полученные по хронам одной плиты, предлагаемые.

Реконструкции

Хрон 5 (10,4 млн лет). Вычисление параметров конечного вращения пары плит Аравийская—Сомалийская проводилось путем совмещения четырех пар точек пересечения хрона 5 с трансформными разломами, которые были взяты из работы Д. Кохрана [Cochran, 1981]. Полюс, определенный нами, характеризуется погрешностью совмещения парных точек менее ± 15 км (табл. 7, 8), в то время как при использовании полюсов из работ она превышает ± 30 км [Казьмин 1987; McKenzie et al., 1970].

Вычисление эйлерова полюса вращения между Индийской и Сомалийской плитами проводилось через совмещение пяти пар точек пересечения хрона 5 с трансформными разломами южной части хребта [Fisher et al., 1971; Sclater et al., 1981] и северной [Карасик и др., 1986].

Полюс, рассчитанный нами, имеет погрешность при совмещении точек менее ± 45 км, в то время как другие, известные в литературе полюса (см. табл. 7) имеют погрешности, превышающие ± 50 – 60 км. Отметим, что наилучший результат достигается при простирации трансформных разломов в северной части Аравийско-Индийского хребта, составляющем 40° [Naini, Talwani, 1982]. Правда, здесь имеются и другие сведения о простирации разломов — 50° [McKenzie, Sclater, 1971], 30° [Карасик и др., 1984].

Эйлеров полюс конечного вращения Антарктической плиты относительно Сомалийской вычислялся по пяти точкам пересечения хрона 5 с трансформными разломами в районе тройной точки сочленения плит [Fisher, Sclater, 1983] и разлома Принца Эдуарда [Norton, Sclater, 1979]. Погрешности совмещения не превышают ± 10 км, в то время как использование полюсов, известных из литературы (см. табл. 8), приводит к погрешностям до ± 30 км и более.

Полюс вращения между Австралийской и Антарктической плитами находился путем совмещения восьми пар точек пересечения хрона 5 с трансформными разломами, взятыми из работ [Weissel, Hayes, 1972; Schlich, 1982]. Для нашего полюса невязка составляет менее ± 25 км, в то время как для полюсов иностранных авторов она превышает уже ± 30 – 50 км.

Если мы имеем дело с несколькими плитами, то сумма относительных движений на их границах благодаря жесткости плит должна быть равна нулю [Ле Пишон и др., 1977]. На время хрона 5 нами было проведено замыкание относительных движений вначале для трех плит: Индо-Австралийской, Африканской и Антарктической. Получалась большая невязка. Тогда мы учли небольшие смещения между Африканской и Сомалийской плитами [Казьмин, 1987], но и в этом случае осталась невязка (переведенная из угловой меры в линейную она составит около 150 км). Вероятно, какую-то часть этой погрешности можно объяснить ошибками в определении положения палеомагнитных аномалий, однако мы склонны считать, что она отражает существо проблемы. Очевидно, Австралия и Индия не принадлежат к одной плите, а разделены границей сближения. Подтверждение этому можно видеть в появлении зоны деформаций и сейсмичности шириной до 1000 км в котловинах Вартон и Центральной [Океанология, 1979; Weissel et al., 1980]. Эта идея, первоначально высказанная Д. Минстером и Д. Джордоном [Minster, Jordon, 1978], получила впоследствии довольно широкое распространение [Казьмин, Левченко, 1986; Казьмин, 1987; Wience et al., 1985; и др.]. Как показывают новейшие данные, деформации в этой зоне начались, вероятно, уже в конце—середине олигоцена. Однако, по-видимому, главные движения могут быть отнесены к миоцену. Таким образом, мы рассматриваем эту зону как "диффузную"

Т а б л и ц а 7

Исходные параметры конечного вращения плит

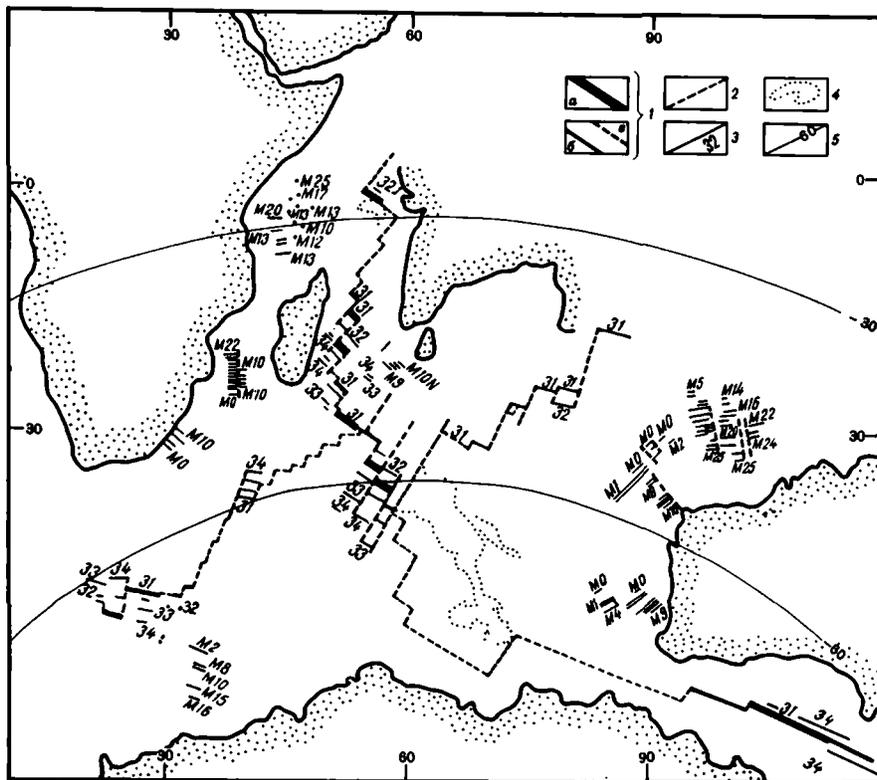
Пары	Полюс			Погрешность совмещения точек, ± км	Способ определения*	Литературный источник
	С.ш.	В.д.	Угол поворота, град.			
1	2	3	4	5	6	7
Х р о н 5						
Аравийская–Сомалийская	26,5	21,5	-4,4	35,1–46,5	1	1
	27,37	24,26	-4,4	30,6–38	1	2
	28,2	4,96	-4,96	19,9–14,3	1	3
Африканская–Сомалийская	-35,52	21,81	-0,5	–	1	2
Антарктическая–Африканская	16,25	-43,25	1,49	18,3	1	3
Индийская–Сомалийская	25,36	38,7	-4,64	42,4	1	3
	16	48	-6,2	60,3	1	6
	15	48	-6,33	58,5	1	7
	18,7	44,8	-5,8	56,5	1	8
	17,3	46	-6,44	76,8	1	9
	15,5	48,6	-6,3	62,8	1	10
Австралийская–Индийская	-24,72	66,35	-3,19	–	3	3
	-45,9	36,95	-1,34	–	3	9
	-38,04	15,26	-1,3	–	3	9
Австралийская–Антарктическая	10,62	38,1	-6,71	23,3	1	3
	16,2	34,6	-6,6	38,9	1	10
	11	32	-6,4	72,3	1	6
	12	35,25	-6,75	34	1	11
	10,7	31,6	-6,7	74,5	1	8
	16	24	-6,5	114	1	7
	9,7	36,5	-6,75	35	1	12
	18,7	32,5	-6,7	51,5	1	9
Х р о н 6						
Антарктическая–Африканская	16,25	-43,25	2,98	–	2	3
Индийская–Сомалийская	21,55	42,65	-9,57	32,6	2	3
Антарктическая–Австралийская	14,24	33,64	11,97	21,6	1	3
	16,02	32	12,2	37,6	1	11
	13,8	34,6	12	25,6	1	12
Х р о н 13						
Антарктическая–Африканская	17,94	-49,29	5,99	–	3	3
Индийская–Сомалийская	15	50,7	-18,5	–	1	4
Антарктическая–Австралийская	12,54	35,49	20,71	34,4	1	3
	7,3	36,5	20	135,7	1	11
	11,9	34,4	20,5	40	1	12

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
			Хрон 24			
Антарктическая – Африканская	26,38	-52,01	9,05	-	3	3
Индийская – Антарктическая	20,61	17,33	-32,07	48,9	3	3
Индийская – Сомалийская	17,85	34,51	-29,38	14,83	3	3
Индийская – Австралийская	-7,39	167,88	8,76	26,4	3	3
Австралийская – Антарктическая	21,09 5,54	28,66 36	-25 -25,7	- -	3 1	3 3
			Хрон 28			
Антарктическая – Африканская	9,09	-33,44	12,77	-	3	3
Индийская – Антарктическая	17,36 17,4	10,81 10,9	-43,57 -42,8	24,5 74,5	1 1	3 5
Индийская – Сомалийская	22,74 18,8	25,25 26,2	-35,67 -38,2	31,74 44,2	1 1	3 5
Индийская – Австралийская	-2,95	176,77	17,9	31,6	1	3
Австралийская – Антарктическая	21,97	23,66	-27,4	-	3	3
			Хрон 31			
Антарктическая – Африканская	10,03 7,5	-35,52 -34,5	14,5 13	- -	2 1	3 4
Индийская – Антарктическая	14,87	10,43	-50,53	26,2	1	3
Индийская – Сомалийская	20,21	24,67	-41,77	32,1	1	3
Индийская – Австралийская	-1,81	179	24,43	38,6	1	3
Австралийская – Антарктическая	20,16	25,14	-28,08	-	3	3

* Способ определения: 1) совмещение аномалий; 2) интерполяция пояса, близкого по возрасту; 3) полюс, рассчитанный по замыканию относительных движений.

Литературные источники: 1 – McKenzie et al. [1970]; 2 – Казьмин [1987]; 3 – настоящая работа; 4 – Fisher, Sclater [1983]; 5 – Norton, Sclater [1979]; 6 – McKenzie, Sclater [1971]; 7 – Chase [1972]; 8 – Minster et al. [1974]; 9 – Minster, Jordan [1978]; 10 – Tappscot et al. [1980]; 11 – Weissel, Hayes [1972]; 12 – Weissel et al. [1977].



Р и с. 68. Палеогеодинамическая реконструкция для хрона 31 (69,4 млн лет)

1 – палеооси спрединга, восстановленные по современным хронам (а), одиночным (б) хронам, предполагаемые (в); 2 – трансформные разломы; 3 – хрон и его номер; 4 – изобата 2000 м в пределах хребтов Кергелен, Маскаренского и Брокен; 5 – палеошироты (по: [Norton, Slater, 1979])

границу, по которой происходило сближение Индийской и Австралийской плит. Списав всю невязку на относительные движения плит на этой границе, через замыкания относительных движений были рассчитаны параметры вращения для упомянутой выше пары плит. Полученный эйлеров полюс расположен в Центральной котловине, а полюса (А и В), рассчитанные Д. Минстером и Д. Джорданом [Minster, Jordan, 1978], находятся соответственно на 30° и 50° западнее его. Описываемые из нашего полюса деформации получаются приблизительно в 1,5 раза больше, нежели деформации, отмечаемые упомянутыми авторами.

Нами были рассчитаны векторы движения плит вокруг всех трех полюсов и их простираение было сопоставлено с направлением первых смещений в очагах землетрясений в пределах зоны деформаций в предположении, что горизонтальные проекции векторов смещений при механизме взброса и сброса должны быть коллинеарны вектору движения. В случае сдвигового механизма последние должны различаться на угол около 45° . По опубликованным данным [Weissel et al., 1980; Cloetingh, Wortel, 1986], в западной части зоны деформации простираение векторов движения отличается от направления горизонтальных проекций векторов смещений на угол до 40° , в то время как в восточной части зоны расхождения существенно меньше и не превышают $5-10^\circ$. При этом полюс, рассчитанный в настоящей работе, обеспечивает минимальные расхождения в сравнении с полюсами из работы Д. Минстера и Д. Джордана [Minster, Jordan, 1978]. Тем самым не лишено основания предположение о наличии относительного движения между Австралийской и Индийской плитами. Полученные нами параметры движения будут учтены в последующих реконструкциях (рис. 68–73). Для

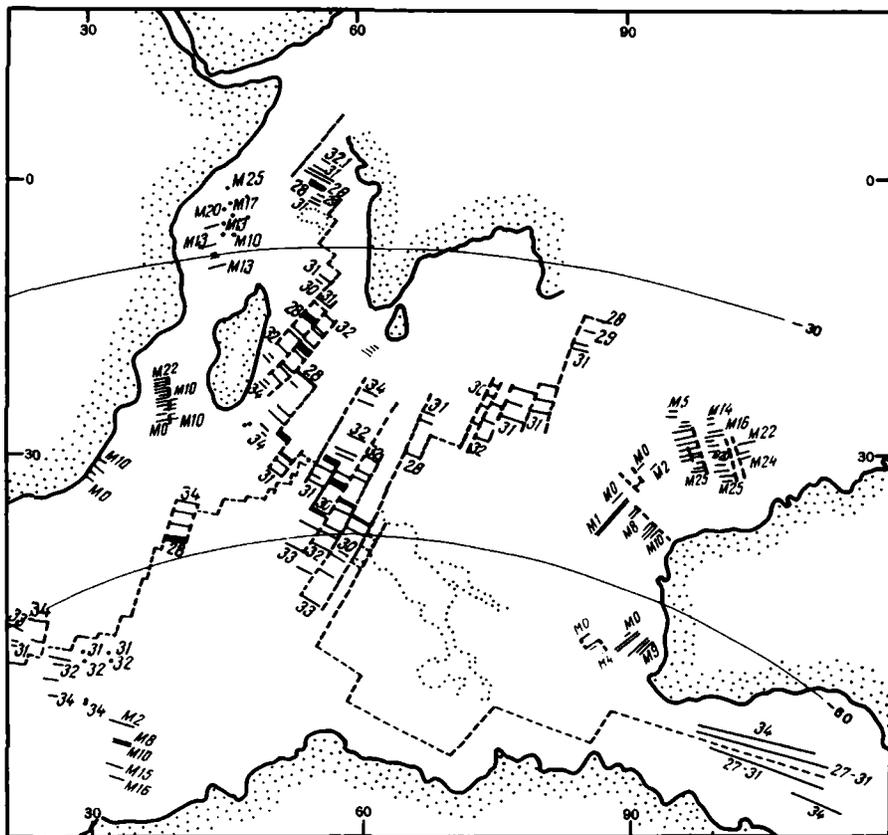


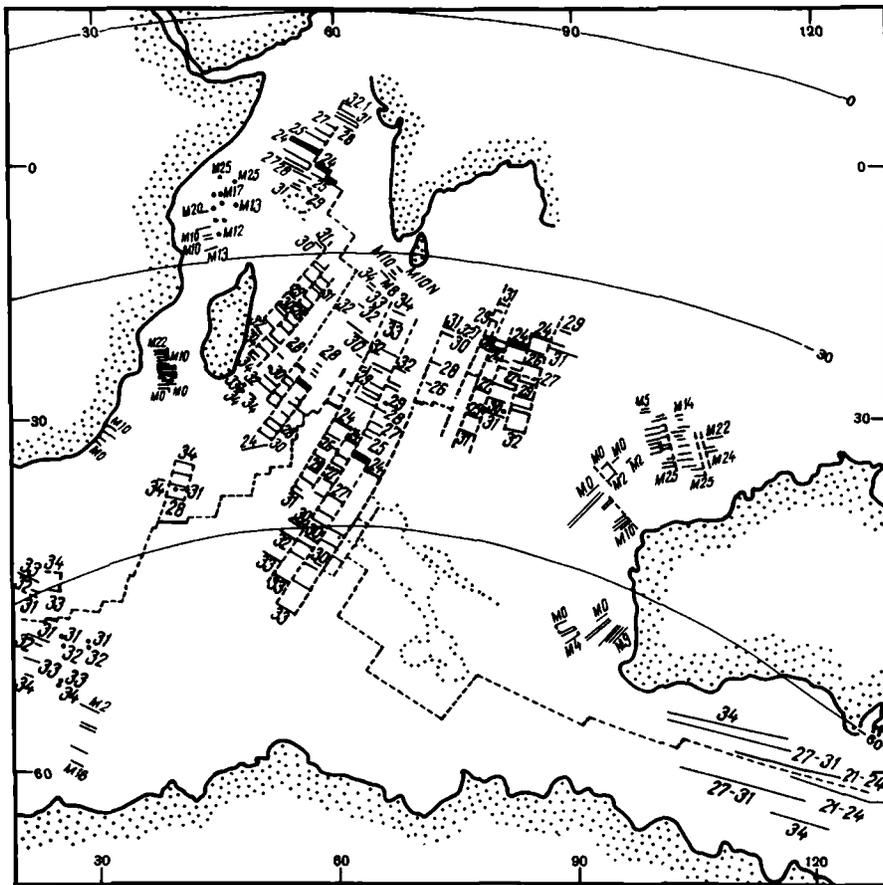
Рис. 69. Палеогеодинамическая реконструкция для хрона 28 (65,1 млн лет)
Условные обозначения см. на рис. 68

Таблица 8

Расчитанные параметры конечного вращения плит по отношению к Африке

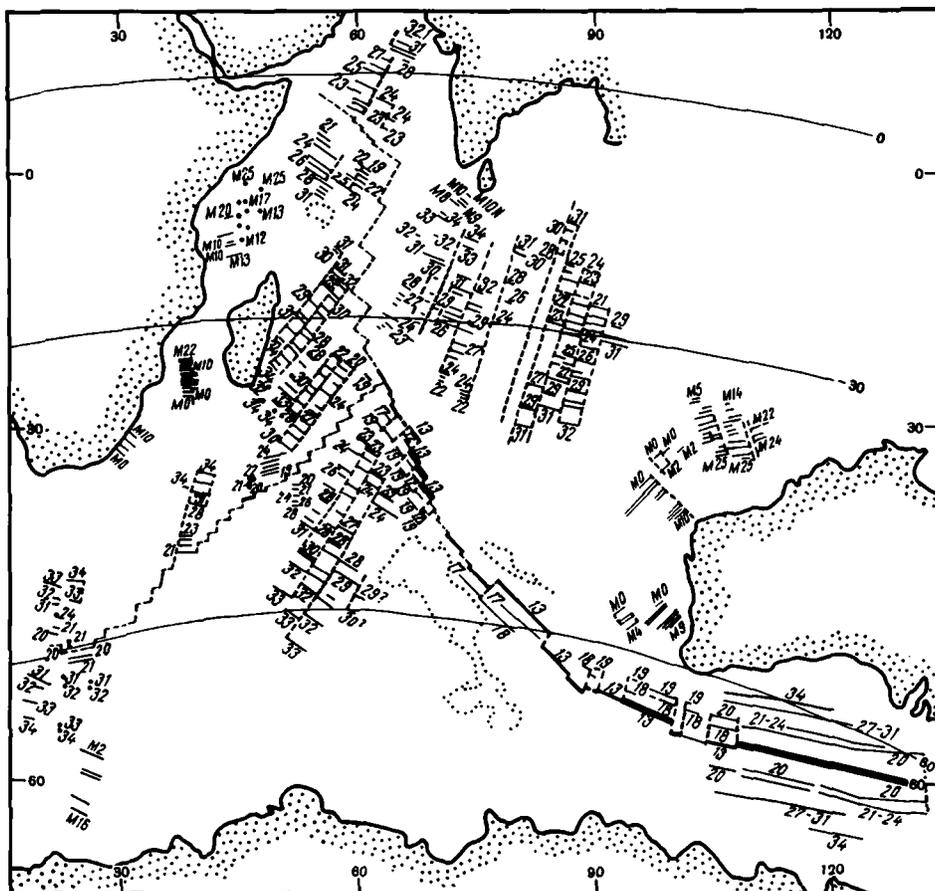
Хрон (млнлет)	Сомалийская			Аравийская		
	Полюс			Полюс		
	С.ш.	В.д.	Угол поворота, град	С.ш.	В.д.	Угол поворота, град
5						
(10,4)	-35,52	21,81	0,5	28,64	28,53	-4,72
6						
(20,4)	-35,52	21,81	0,5	28,64	28,53	-4,72
13						
(35,9)	-35,52	21,81	0,5	28,64	28,53	-4,72
24						
(56,1)	-35,52	21,81	0,5	28,64	28,53	-4,72
28						
(65,1)	-35,52	21,81	0,5	28,64	28,53	-4,72
31						
(69,4)	-35,52	21,81	0,5	28,64	28,53	-4,72

Примечание. В расчетах использованы данные табл. 7.



Р и с. 70. Палеогеодинамическая реконструкция для хрона 24 (56, 1 млн лет)
Условные обозначения см. на рис. 68

Индийская			Австралийская			Антарктическая		
Полюс			Полюс			Полюс		
С.ш.	В.д.	Угол поворота, град	С.ш.	В.д.	Угол поворота, град	С.ш.	В.д.	Угол поворота, град
30,97	40,22	-4,43	-7,87	-129	6,59	16,25	-43,25	1,49
24,13	43,39	-9,33	-12,02	-131,71	11,5	16,25	-43,25	2,98
16,26	51,15	-18,24	-10,22	-127,6	20,66	17,94	-49,29	5,99
18,66	34,48	-29,09	-16,11	-129,43	23,92	26,38	-52,01	9,05
23,42	25,06	-35,41	-27,42	-126,25	22,85	9,09	-33,44	12,77
20,76	24,48	-41,49	-24,48	-121,23	24,05	10,03	-35,52	14,5



Р и с. 71. Палеогеодинамическая реконструкция для хрона 13 (35,9 млн лет)
Условные обозначения см. на рис. 68

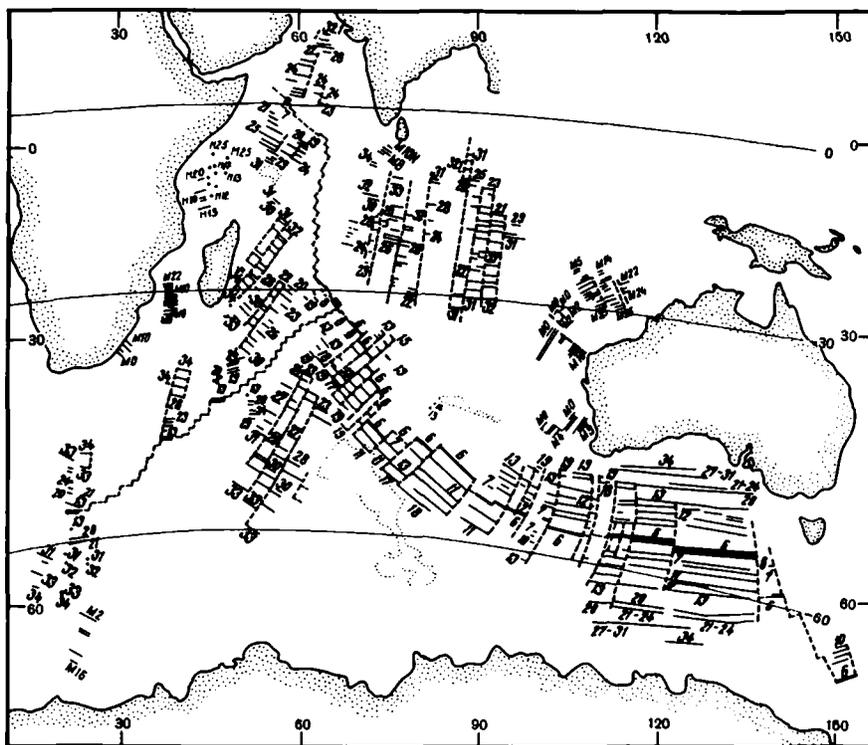
этого времени Индия и Австралия считаются принадлежащими к одной плите — Индо-Австралийской.

Хрон 6 (50,4 млн лет). Параметры ее конечного вращения относительно Антарктической плиты вычислены путем совмещения четырех пар точек пересечения хрона 6 с трансформными разломами, взятыми из опубликованных работ [Weissel, Hayes, 1972; Schlich, 1982]. Среднеквадратичная погрешность совмещения составляет ± 22 км. Это примерно на 20% меньше, чем при использовании полюсов, известных в литературе (см. табл. 8).

При расчете параметров конечного вращения Антарктической плиты относительно Сомалийской ввиду недостаточности данных было предположено, что полюс вращения в интервале от 10 до 20 млн лет не менялся, а само вращение шло с постоянной скоростью. Исходя из этого предположения было рассчитано дифференциальное движение вдоль зоны трансформного разлома Принца Эдуарда. Азимут вектора движения составил 18° при реальном значении 17° . Полученное соответствие подкрепляет предположение о стабильности параметров движения за последние 20 млн лет. Это обстоятельство отмечено также и в литературе [Fisher, Slater, 1983; и др.].

Параметры конечного вращения Индо-Австралийской плиты относительно Сомалийской получены методом замыкания относительных движений плит.

Хрон 13 (35,9 млн лет). Эйлеров полюс и угол поворота Индо-Австралийской плиты



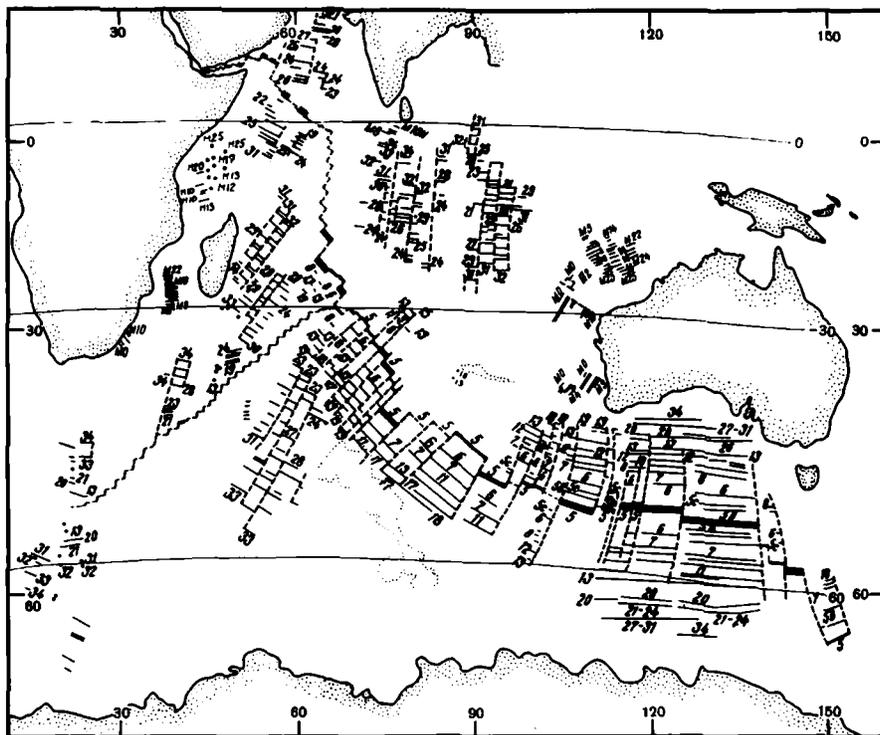
Р и с. 72. Палеогеодинамическая реконструкция для хрона 6 (20,4 млн лет)
Условные обозначения см. на рис. 68

относительно Антарктической получены по совмещению шести пар хронов. При этом данные по трансформным разломам позволяли контролировать совмещение. Рисовка разломов заимствована из работ [Sclater, Fisher, 1974; Sclater et al., 1976; Schlich, 1982]. Погрешность совмещения не превышает ± 35 км. По зарубежным источникам, эта величина на 25% и более превышает это значение.

Параметры конечного вращения Индо-Австралийской плиты относительно Сомалийской ввиду ограниченности данных взяты из работы [Fisher, Sclater, 1983], где расчеты проведены для южной части Аравийско-Индийского хребта. Параметры для Антарктической и Африканской пары плит получены методом замыкания.

Вычисление азимута вектора дифференциального движения вдоль зоны трансформного разлома Принца Эдуарда в интервале между 20 и 36 млн лет (отрезок разлома, заключенный между хронами 6 и 13) дает величину 19° , что близко к реально наблюдаемому значению 17° . Это свидетельствует о правильности выполненных построений.

Хрон 24 (56,1 млн лет). Эйлеров полюс вращения Индийской и Сомалийской плит рассчитывался по совмещению четырех пар хронов. Погрешность совмещения ± 20 км. Аналогичные расчеты для Индийской и Антарктической плит проведены по двум парам хронов с погрешностью, близкой к указанной выше. Определение полюса вращения Индийской плиты относительно Австралийской проводилось с использованием азимутов направлений всех известных хронов (21–34) в котловине Вартон. Угол поворота определялся по совмещению хронов 24, 28, 31. Погрешность совмещения не превосходит ± 50 км. Движение Антарктической и Африканской плит определялась методом замыкания относительных движений. Отметим хорошее совмещение трансформных разломов, выделенных в работах [Naini, Talwani 1982; Schlich, 1982; Lui et al., 1983], на совмещаемых участках плит. В то же время многие трансформные разломы между Австралийской и Антарктической плитами для хронов старше 13 [Weissel, Hayes, 1972]



Р и с. 73. Палеогеодинамическая реконструкция для хрона 5 (10,4 млн лет)
Условные обозначения см. на рис. 68

стыкуются со значительными погрешностями. Видимо, это обстоятельство привело к исключению из рассмотрения этих древних зон разломов [Weissel et al., 1977; Scotese et al., 1988]. Мы так же, как и указанные авторы, отказались от использования их в наших реконструкциях.

Хрон 28 (65,1 млн лет). Определение параметров конечного вращения Индийской и Сомалийской плит проводилось путем совмещения четырех пар хронов. Погрешность совмещения составляет менее ± 58 км, что на 20–30 % точнее, чем при использовании полюса, рассчитанного ранее [Norton, Sclater, 1979]. Параметры вращения Антарктической плиты относительно Австралийской и Сомалийской плит получены методом замыкания. При этом вычисление азимута вектора дифференциального движения вдоль зоны разлома Принца Эдуарда между временами хронов 24 и 28 дают величину 25° , которая близка к наблюдаемому значению 23° . Отметим хорошее совпадение трансформных разломов на смежных участках плит, разделенных конструктивными границами.

Хрон 31 (69,4 млн лет). Определение параметров конечного вращения для Индийской и Сомалийской плит происходило по совмещению трех пар хронов с погрешностью менее ± 40 км, а для Индийской и Антарктической – менее ± 25 км. Параметры вращения Антарктической плиты относительно Австралийской и Африканской находились методом замыкания. При этом азимут вектора дифференциального движения для интервала хронов 28–31 в зоне трансформных разломов Принца Эдуарда отличается менее чем на 2° от реально наблюдаемого значения 23° .

Приведенные реконструкции (см. рис. 68–73) свидетельствуют о том, что на время хрона 31 в северо-западной части Индийского океана существовали оси спрединга, разделявшие Сейшельский микроматерик и Индию. Начало этого процесса мы датируем по палеомагнитным аномалиям не позднее чем 72 млн лет назад (хрон 32), а может быть, и ранее. Это обстоятельство отличает настоящую реконструкцию от предшествующих [Norton, Sclater, 1979], в соответствии с которыми раскол между Индией и Сейшелами датируется хронами 28–29 (65–66 млн лет назад). В центральной части океана существовали две тройные точки сочленения плит. Первая, более западная соединяла прото-Аравийско-Индийский хребет с прото-Центрально-Индийским и Западно-Индийским срединными хребтами. Вторая, более восточная соединяла прото-Центрально-Индийский хребет с хребтом Вартон и ветвью Австрало-Антарктического поднятия. Западное сочленение имело тип хребет–хребет–хребет, восточное – разлом–разлом–хребет. В восточном соединении участвовал трансформный разлом, находящийся в настоящее время на 86° в.д.

По палеомагнитным аномалиям в ряде районов удастся достаточно уверенно восстановить положение палеоосевой зоны спрединга. Она по мере движения от западной тройной точки к восточной испытывала последовательное смещение на юг. Наиболее восточное ее звено располагалось у южной границы плато Кергелен. Это позволяет предположить, что древняя ветвь Австрало-Антарктического поднятия, соединявшаяся с прото-Центрально-Индийским хребтом, находилась в то время южнее плато Кергелен. Тем самым можно прогнозировать наличие здесь палеооценовых палеомагнитных аномалий и даже более ранних. Ранее предполагалось, что эта ветвь располагалась севернее хребта Брокен. В работах [Cande, Mutter, 1982; Mutter, Cande, 1983] предполагалось, что ось могла проходить между хребтами Кергелен и Брокен. Реконструкция положения последних в рамках этого предположения приводит к значительному взаимному перекрытию хребтов, что весьма трудно объяснимо даже с позиции раскола единого плато и требует, чтобы в интервале хронов 34–19 спрединг шел с очень малыми скоростями. 65 млн лет назад (хрон 28) продолжался спрединг вдоль прото-Аравийско-Индийского, Вартон, Австрало-Антарктического и Западно-Индийского срединных хребтов. При этом движение плит относительно неподвижной Африки имело различный характер. Индия двигалась в северо-северо-восточном направлении со скоростью 13 см/год, Австралия – в восточном со скоростью около 2,8 см/год, Антарктида – в юго-восточном со скоростью около 3,6 см/год.

Около 65 млн лет назад произошло отмирание спрединга в Маскаренской котловине. Направление спрединга вдоль Западно-Индийского хребта становилось все более меридиональным. На реконструкции на время 56 млн лет назад показаны предполагаемые хребты, соединявшие документированные палеомагнитными аномалиями оси спрединга севернее Сейшельского микроматерика и в центральной части океана. При этом движение Индии продолжалось в северо-восточном направлении со скоростью 11 см/год, а Антарктиды – в юго-юго-восточном со скоростью около 7 см/год. Австралия в интервале времени хронов 28–24 двигалась на юго-восток со средней скоростью 4,7 см/год.

Между 56 и 36 млн лет в геодинамическом развитии Индийского океана произошли серьезные изменения. 46 млн лет назад прекратила свое существование палеоосевая зона хребта Вартон, тем самым перестала существовать восточная тройная точка. Сформировалась единая Индо-Австралийская плита. 44 млн лет назад начался регулярный спрединг между хребтами Брокен и Кергелен и, видимо, отмерли оси спрединга южнее хребта Кергелен. Произошла реорганизация осей спрединга Аравийско-Индийского хребта. К этому времени относится столкновение Индии и Азии (хрон 22, 52 млн лет назад) [Patriat, Achache, 1984]. Реконструкция на время хрона 13 показывает, что система осей спрединга 36 млн лет назад начала приобретать современные формы. При этом движение Индии на северо-северо-восток замедлялось примерно на 40% и шло со скоростью около 6 см/год. Австралийская плита стала единой с Индийской

лишь 46 млн лет назад, а до этого она двигалась в целом на юг, а затем на северо-восток. Ее скорость составляла в среднем около 2 см/год. Антарктическая плита продолжала отодвигаться в юго-восточном направлении со скоростью примерно 1 см/год, т.е. медленнее, чем в интервале хронов 28–24.

Из реконструкции на время 20,5 млн лет (хрон 6) видно, что продолжалось северо-северо-восточное движение Индо-Австралийской плиты. Из-за сопряжения ее с Евразией и усиления напряженного состояния в литосфере скорость движения плиты заметно падала до 2 см/год в пределах Индийского континента. Австралия в силу большего удаления от полюса раскрытия имела линейную скорость движения выше – 6 см/год. Антарктида двигалась на юго-восток со скоростью 2,4 см/год.

10,4 млн лет назад началось раскрытие Аденского залива и раздвигание Африканской и Сомалийской плит. Продолжалась коллизия Индо-Австралийской плиты с Азиатской, что привело к формированию диффузной границы сближения (заложилась, вероятно, она еще ранее – в олигоцене) между Индийской и Австралийской плитами. Движение Индии на северо-северо-восток продолжалось со скоростью около 2,5 см/год. Движение Австралийской плиты стало более медленным – 5 см/год. Антарктическая плита двигалась на юг с малой скоростью – около 1 см/год. Эти скорости и направления движения сохраняются практически неизменными до настоящего времени.

Таким образом, на основании составленной по палеомагнитным аномалиям карты хронов выполнены палеогеодинамические реконструкции акватории Индийского океана для времени хронов 5, 6, 13, 24, 28, 31. Для всех временных срезов кроме хрона 28 реконструкции сделаны впервые (имеются в виду реконструкции, охватывающие весь Индийский океан и выполненные с достаточной подробностью). Среднеквадратичная погрешность совмещения хронов или точек лежит в пределах 20–60 км, в зависимости от качества исходного материала магнитных съемок.

Реконструкции свидетельствуют об общности движения Австралии и Антарктиды в интервале 70–45 млн лет, пока палеоось хребта Вартон не прекратила своего существования, обусловив объединение Индийской и Австралийской плит.

Хребты Брокен и Кергелен были разъединены в результате регулярного спрединга около 45 млн лет назад вдоль вновь возникшей осевой зоны спрединга, давшей начало существующему ныне Центрально-Индийскому хребту и западной части Австрало-Антарктического поднятия. Одновременно прекратила существование палеоось спрединга прото-Центрально-Индийского хребта, располагавшегося южнее хребта Кергелен, где согласно прогнозу следует искать палеомагнитные аномалии среднеэоценового – палеоэоценового возраста. При этом наиболее западная часть хребта Кергелен была сформирована позднее 45 млн лет назад.

По-видимому, между Австралийской и Индийской плитами уже в миоцене начала образовываться граница сближения этих плит – эмбрион будущей зоны субдукции. В настоящее время она до конца не оформилась и проявлена зоной деформаций и сейсмичности в котловинах Вартон и Центральная.

Авторы благодарят Б.С. Слюсаря за возможность использовать данные по юго-западу Центральной котловины.

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

На северо-западном континентальном обрамлении Тихого океана размещаются вулканические породы широкого возрастного диапазона – от позднего мезозоя до кайнозоя, которые нередко совмещены в одном вертикальном разрезе. Это иногда считается признаком их структурного единства и общности тектонического режима формирования. Так, например, в Охотско-Чукотский пояс, кроме меловых вулканитов, нередко включаются подстилающие позднейюрские и перекрывающие палеогеновые породы, что предполагает генетическое единство всех этих образований. Однако изучение химизма

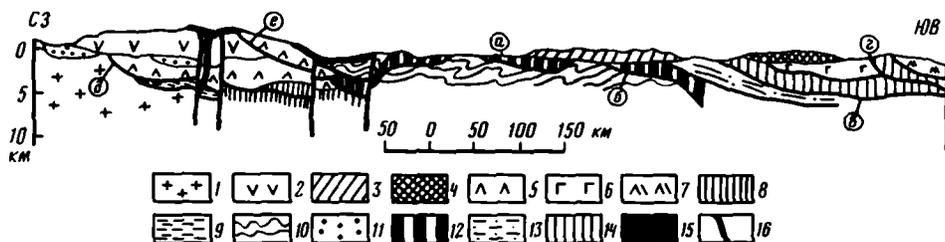


Рис. 74. Схема соотношения вулканогенных образований в зоне перехода континент—Тихий океан

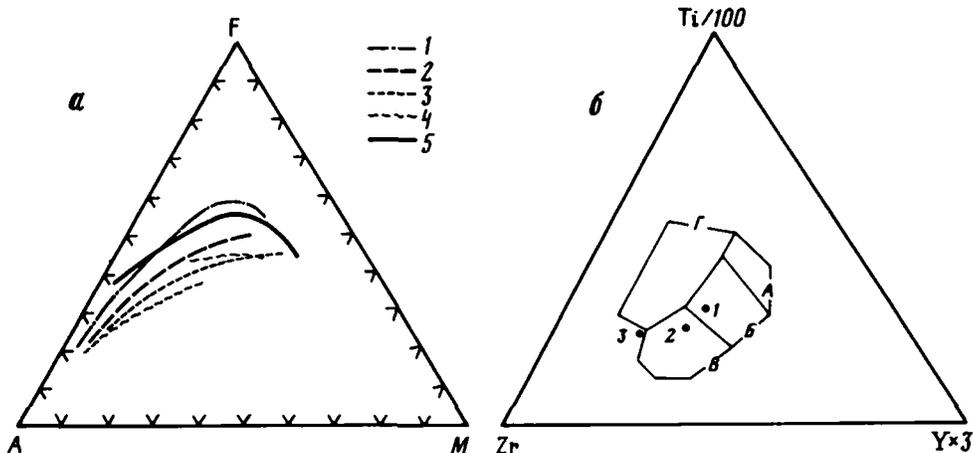
1 — континентальная кора в пределах Верхояно-Чукотской тектонической области; 2–4 — окраинно-континентальные пояса в пределах Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей: 2 — альб-сенонский Охотско-Чукотский, 3 — позднеэоцен-раннемиоценовый Западно-Камчатско-Корякский, 4 — олигоцен-миоценовый Курило-Камчатский; 5–14 — прочие образования, связанные с формированием Корякско-Камчатской тектонической области: 5–7 — островодужные вулканические пояса в аллохтонном залегании: 5 — позднеюрский—неокомовый Удско-Мургалский, 6 — сенонский Ирунейский, 7 — маастрихт-датский Ачайвямский, 8 — океаническая кора фундамента Удско-Мургалского пояса и сопряженного с ним окраинного бассейна, 9 — позднеюрские—раннемеловые флишиодные отложения окраинного бассейна Удско-Мургалского пояса, 10 — юрские—позднемеловые комплексы преддуговых и тыловых прогибов островодужных и окраинно-континентальных поясов, 11 — раннемеловые олистостромо-молассовые отложения, 12 — аллохтоны Корякской зоны, включающие палеозойские и мезозойские офиолитовые и островодужные комплексы (а — Койвэрзланско-Майницкий, б — Пикасъявямско-Эконайский), 13, 14 — аллохтоны Олюторской зоны: 13 — сенонский флишевый комплекс Укзаятского покрова, 14 — меловой и палеогеновый офиолитовые комплексы Лесновско-Ватынского (в) и Олюторско-Дежневского (з) покровов; 15 — маастрихт-эоценовые базальтоиды зоны рифтогенеза; 16 — сбросы и надвиги (д — фронтальная часть Юдомо-Алучиской системы надвигов, е — фронтальная часть Пареньско-Мургалской системы надвигов)

позднеюрских—раннекайнозойских вулканитов и выяснение их структурных особенностей позволили установить гетерогенность этих пород и значительную изменчивость геодинамических условий их накопления.

В результате в рассматриваемом регионе выявлено [Филатова, 1988] три самостоятельных вулканических пояса: островодужный позднеюрский—неокомовый Удско-Мургалский (УМВП) и два окраинно-континентальных — альб-сенонский Охотско-Чукотский (ОЧВП) и позднеэоценный—раннемиоценовый Западно-Камчатско-Корякский (ЗККВП). Кроме того, близкое пространственное положение с вулканитами поясов занимают маастрихт-эоценовые субщелочные базальтоиды, характеризующие стадию континентального рифтогенеза (рис. 74).

Удско-Мургалский пояс протягивается в северо-восточном направлении по северной периферии Корякско-Камчатской тектонической области, частично тектонически перекрывая структуры краевой части Верхояно-Чукотской области. Он сложен ассоциацией терригенно-вулканогенных пород, среди которых преобладают базальты и андезит-базальты; разности среднего и кислого состава представлены туфами. По химизму породы УМВП наиболее близки к образованиям островодужной толеитовой серии, что выявляется на диаграммах $SiO_2 - FeO^*/MgO$ и AFM (рис. 75). С островодужными ассоциациями их сближают низкие величины K_2O и K_2O/Na_2O , обеднение Zr (см. рис. 75), обогащение Ni, Co, V, чем они отличаются от образований окраинно-континентальных поясов.

Окраинно-континентальный ОЧВП несколько удален (по сравнению с УМВП) от акватории Тихого океана. Он несогласно перекрывает гетерогенный фундамент, которым служат структуры Верхояно-Чукотской тектонической области и образования УМВП. В его составе выделяются два комплекса пород: альб-туронский средне-основного состава и позднемеловой — кислого. Средне-основной комплекс — это дифференцированный ряд пород, тренд которых типичен для известково-щелочной магматической серии (см. рис. 75). По величине K_2O/Na_2O они близки к породам Андийского пояса; с образованиями активных континентальных окраин вулканиты ОЧВП сближает также повышенные содержания Sr и Zr. В ОЧВП четко проявлена химическая поляриность, отражаю-



Р и с. 75. Тренды дифференциации магматических формаций вулканогенных поясов

а — диаграмма *AFM*: 1–4 — тренды дифференциации формаций: 1 — андезит-базальтовой поздней юры–неокома УМВП, 2 — базальт-андезитовой альба–турона ОЧВП, 3 — базальт-андезит-дацитов олигоцена–раннего миоцена ЗККВП, 4 — палеоцен-эоценовая бимодальная ассоциация (включая щелочно-базальтовую формацию); 5 — граница полей известково-щелочной и толеитовой серий;

б — диаграмма *Zr* — $(Ti/100)$ — $(Y \times 3)$: 1–3 — фигуративные точки базальтов: 1 — УМВП, 2 — ОЧВП, 3 — палеоцен-эоценовых зон рифтогенеза. Буквами обозначены поля базальтов различных тектонических обстановок [Pearce, Cann, 1973]: внутриплитные базальты в поле Г, базальты океанического дна в поле Б, низкокальциевые толеиты в полях А и Б, известково-щелочные базальты в полях Б и В

шая генетическую связь этого пояса с наклоненной под континент Евразии сейсмофокальной зоной.

Верхнемеловой (по кампан включительно) комплекс кислых пород широко распространен в ОЧВП и характеризуется структурной обособленностью от вулкаников средне-основного комплекса. Он содержит ряд от андезитов до риолитов, с резким преобладанием дацитов и риолитов (в том числе и игнимбритов). Повышенные содержания Rb и Ba сближают породы этого комплекса с шошонит-латитовой ассоциацией. В целом щелочность их умеренна (около 8% в наиболее щелочных разностях).

Учитывая сопоставимость объемов двух комплексов ОЧВП (около 700 тыс. км³ средне-основных пород и 350–380 км³ кремнекислых), а также химическую специализацию каждого из них [Филатова, 1988], можно предположить значительное участие в формировании кремнекислого комплекса вещества коры.

Более приближенный к Тихому океану окраинно-континентальный ЗККВП протягивается от Западной Камчатки до Анадырского залива несогласно перекрывая складчато-покровные структуры Корякско-Камчатской тектонической области. Ареалы вулкаников располагаются в виде прерывистой цепочки, тогда как глубинные магматические фации образуют, судя по геофизическим данным, непрерывную полосу северо-восточной ориентировки. ЗККВП сложен дифференцированным рядом пород от базальтов до риолитов, в накоплении которого прослежена антидромная тенденция. Рассматриваемый комплекс принадлежит к известково-щелочной магматической серии (см. рис. 75). Однако от соответствующих по основности комплексов ОЧВП и Андийского пояса он отличается обедненностью K₂O, Al₂O₃, FeO*, Rb, обогащением MgO, что, по-видимому, отражает различия составов мантийных источников.

Маастрихт-эоценовые базальтоиды имеют прерывистое, но довольно широкое распространение в пределах континентальной окраины Евразии, протягиваясь в виде полос в краевой части Верхояно-Чукотской и на севере Корякско-Камчатской тектонических областей. На одних участках они залегают на вулканиках ОЧВП, на других сами перекрываются породами ЗККВП. В целом это мало дифференцированный субщелоч-

ной комплекс с признаками бимодальности (см. рис. 75), с преобладанием оливиновых базальтов, обогащенных по сравнению с вулканиитами поясов некогерентными элементами и по химизму наиболее близких к породам щелочно-базальтовой серии континентальных рифтов [Филатова, 1987].

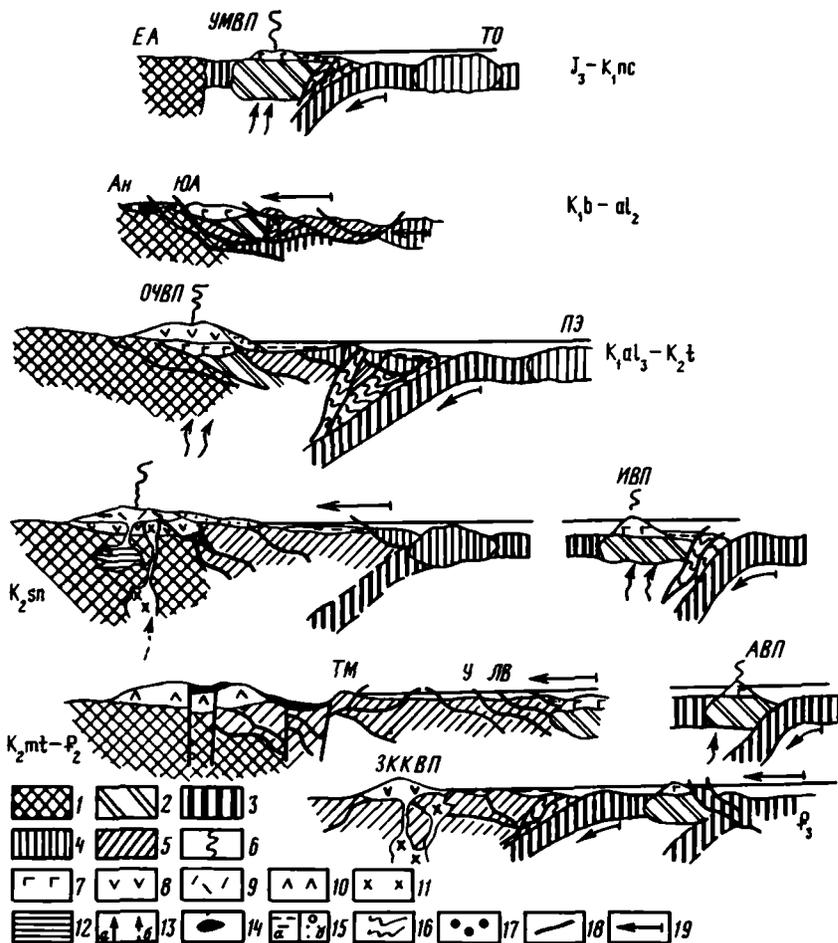
Для установления геодинамических условий формирования указанных выше вулканогенных образований важное значение имеет выявление покровно-надвиговых дислокаций и грабенов, нередко наложенных на тектоно-магматогенные структуры [Филатова, 1985]. Особенно интенсивно чешуйчато-надвиговые дислокации проявились в УМВП, что указывает на аллохтонный характер его залегания. По Юдомо-Алучинской системе надвигов (см. рис. 74) островодужный УМВП надвинут на континент. В строении аллохтонных пластин, кроме вулканиитов УМВП, участвуют позднеюрские—неокомовые флишеидные образования тыловых бассейнов этого пояса. В параавтохтоне присутствуют архейские кристаллические породы, а также чехол терригенно-карбонатных и терригенных отложений рифея, палеозоя и мезозоя. На северо-востоке Юдомо-Алучинская система надвигов смыкается с надвиговыми структурами южной вергентности, протягивающимися в северо-западном направлении на востоке Олойской зоны, перед фронтом Южно-Ануйской офиолитовой сутуры. Поскольку неавтохтоном (относительным) для Юдомо-Алучинской системы надвигов являются позднеальбские—сеноманские образования ОЧВП, временной интервал ее оформления — баррем—средний альб. С формированием Юдомо-Алучинской надвиговой системы сопряжена цепочка впадин (Пенжинская, Чалбучанская, Айнахургенская и др.) с раннемеловыми олистостромо-молассовыми отложениями. Позднеюрские—неокомовые островодужные ассоциации в аллохтонном залегании, по данным С.В. Руженцева, С.Д. Соколова и их коллег [Очерки..., 1982], известны и в других, приближенных к Тихому океану частях Корякско-Камчатской тектонической области.

Фронтальная часть ОЧВП осложнена Пареньско-Мургальской системой надвигов (см. рис. 74), обладающей вергентностью в сторону Евразийского континента и северо-восточной ориентировкой. В ней участвуют породы УМВП, позднеюрско-раннемеловые туфогенно-терригенные образования преддугового прогиба этого пояса, раннемеловые олистостромо-молассовые отложения, а также позднеальбский—туронский средне-основной комплекс ОЧВП. Автохтоном являются альб-туронские средне-основные вулканииты тыловой части ОЧВП, а неавтохтоном — сенокские дациты и риолиты этого пояса, что указывает на среднемеловой возраст надвигов.

Более молодые — позднемеловые—раннепалеогеновые покровно-надвиговые структуры представлены Лесновско-Ватынским покровом [Митрофанов, 1977; Шанцер и др., 1985], составляющим ограничение Олюторской зоны. Сложное строение последнего (совмещение офиолитовых, островодужных и прочих комплексов) доказано работами Н.А. Богданова и его сотрудников [Очерки..., 1982]. В аллохтонном залегании здесь располагается и крупнейший вулканический комплекс, который, исходя из данных В.К. Ротмана, также А.Е. Шанцера и М.Н. Шапиро [1984], может быть интерпретирован как островодужный. Перед фронтом Лесновско-Ватынского покрова размещаются чешуйчато-надвиговые дислокации Укзаятской зоны [Филатова и др., 1984]. Неавтохтоном являются образования Курило-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 74).

Таким образом, вулканические пояса континентального обрамления Тихого океана характеризуются сочетанием тектоно-магматических структур и также разновозрастных покровно-надвиговых дислокаций. Однако в рассматриваемом регионе выявлены и другие структуры-грабены, сформировавшиеся в маастрихт-эоценовое время. Они имеют северо-восточную и субдолготную ориентировку, нарушая ОЧВП, а также покровно-надвиговые структуры северной части Корякско-Камчатской тектонической области. В последней они перекрываются образованиями ЗККВП. Заполнены эти грабены субщелочными базальтоидами, но местами (например, в пределах хребта Рарыткин) в их основании залегают мощные (100—200 м) конгломераты.

Анализ состава вулканогенных образований континентального обрамления Тихого



Р и с. 76. Обстановки формирования вулканических пород северо-западной части Тихоокеанского региона в позднем мезозое – раннем кайнозое

Земная кора: 1 – континентальная, 2 – островных дуг, 3 – океаническая, 4 – субконтинентальная в террейнах; 5 – зоны тектонической аккреции (тектоническое совмещение комплексов: офиолитовых, островодужных, окраинных и преддуговых бассейнов и пр.); 6 – функционирующие вулканические пояса; 7–10 – вулканические образования магматических серий: 7 – островодужной толеитовой, 8 – известково-щелочной, 9 – коровой риолитовой, 10 – нерасчлененных известково-щелочной и риолитовой; 11 – гранитоиды известково-щелочные; 12 – очаги риолитовых расплавов; 13 – мантийные поступления, связанные с субдукцией: а – интенсивные, б – ослабленные, завершающих этапов; 14 – бимодальная ассоциация, включающая базальтоиды повышенной щелочности; 15 – образования преддуговых прогибов: а – флишевые и флишиодно-олистоострововые, б – туфогенно-терригенные; 16 – преддуговые аккреционные линзы; 17 – олистоострово-моласовые образования во фронтальных частях шарьяжей; 18 – надвиги и сбросы; 19 – направление перемещений. Буквенные обозначения: ЕА – Евразийский континент, ТО – плиты Тихого океана. Вулканические пояса: УМВП – Удско-Мургалский, ОЧВП – Охотско-Чукотский, ЗККВП – Западно-Камчатско-Корякский, ИВП – Ирунейский, АВП – Ачайваемский. Тектонические покровы и надвиги: ТМ – Таловско-Майнский, ЮА – Юдомо-Алучинский, У – Укзаятский, ЛВ – Лесновско-Ватынский. Террейны: ПЭ – Пикасваяемско-Эконайский. Впадины вблизи шарьяжей: АН – Айнах-Кургенская

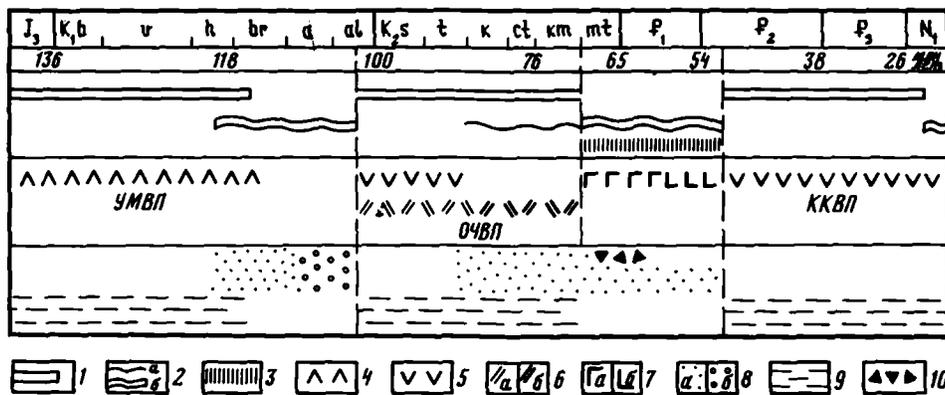
океана и их тектонических особенностей позволяет реконструировать обстановки проявления вулканизма (рис. 76). Характеризующийся аллохтонным залеганием УМВП первоначально развивался, вероятнее всего, на океанической коре, отделяясь от мезозойского континента окраинным бассейном. Завершение формирования системы позднюрских–неокомовых островных дуг (УМВП являлся лишь одним из ее сегментов)

связано с приближением к сейсмофокальной зоне группы террейнов различной природы, в том числе и фрагментов палеозойских—раннемезозойских вулканических дуг (ныне они располагаются в северной части Корьякско-Камчатской тектонической области, претерпев неоднократные перемещения в связи с более поздними тектоническими движениями). Эти террейны, препятствуя дальнейшей субдукции плиты, обусловили реализацию процесса коллизии сближающихся плит. Судя по омоложению от океана к континенту сопровождающих этот процесс олигоценом, явления столкновения постепенно распространялись в этом же направлении: столкновение поднятий с УМВП, начавшись в готериве, переросло затем в столкновение УМВП с краем Евразийского континента с оформлением Юдомо-Алуцинской системы надвигов и с формированием во фронтальной части этой системы на континентальной окраине цепочки впадин с баррем-альбскими олигоценомо-моллассоидными отложениями. Аналогичная обстановка столкновения внутриокеанических поднятий с островными дугами, развившаяся в столкновении этих дуг с Северо-Американским континентом, реконструируется в раннем мелу и на территории Южной Аляски [Churkin et al., 1982; Csejtey et al., 1982]. Магматизм в этот этап интенсивного сжатия на периферии Тихого океана проявился лишь в форме раннемеловой гранитизации сталкивающихся древних континентальных блоков, входящих в состав Верхояно-Чукотской тектонической области.

В позднем альбе процесс коллизии сменился субдукцией океанической плиты под континент и возникновением окраинно-континентального ОЧВП, перекрывавшего также и алохтонные пластины УМВП. Интенсивный мантийный известково-щелочной вулканизм ОЧВП коррелируется с резким ускорением спрединга в Тихом океане и субдукции на его периферии в интервале 110—85 млн лет [Larson, Pitman, 1972]. Сохранившаяся в пределах Корьякского нагорья широкая аккреционная линза ОЧВП, включающая мощные альб-сенонские туфогенно-терригенные отложения преддугового прогиба, позволяет наметить выход сейсмофокальной зоны в районе современного побережья Берингова моря, что согласуется с данными по химической полярности ОЧВП.

Изменение характера вулканизма ОЧВП в середине мела (угасание известково-щелочного магматизма и появление больших объемов кислого) коррелируется с прогрессирующим режимом сжатия, явившимся следствием нового этапа коллизии. Начало коллизии связано, возможно, с приближением к сейсмофокальной зоне со стороны погружающейся плиты поднятий, которые ныне слагают Койвэрэланско-Майницкий и Пикасваямско-Эконайский алохтоны [Филатова и др., 1984]. Для отдельных фрагментов последних С.В. Руженцевым и его коллегами [Очерки..., 1982] установлен позднемеловой возраст завершения движений. В пределах ОЧВП начало коллизии выразилось в возникновении Пареньско-Мургалских чешуйчато-надвиговых дислокаций; в преддуговом прогибе турбидиты сменились туфогенными конгломерато-песчаниковыми отложениями. В этой обстановке начавшегося сжатия питавшие ОЧВП мантийные известково-щелочные расплавы не достигали поверхности, задерживаясь в коре и формируя многочисленные интрузивные массивы. Эти условия способствовали ремобилизации силикатического субстрата пояса и формированию коровых очагов с расплавами умеренно кислого состава, которые, однако, несомненно, испытывали влияние подкоровых флюидов, поскольку и известково-щелочные, и кислые вулканы в отдельных сегментах ОЧВП обладают близким уровнем концентраций щелочей и калия. Накопление продуктов кислого вулканизма сопровождалось возникновением обширных просадок — отрицательных структур центрального типа. Если начало кислого вулканизма совпало с замедлением субдукции, то его завершение коррелируется с прекращением этого процесса и максимумом коллизии на рубеже мела и палеогена, когда сейсмофокальная зона была блокирована подошедшей со стороны океана позднемеловой Ирунейской островной дугой с оформлением Лесновско-Ватынского и Укзаятского покровов. Этому этапу интенсивного шарьирования горных масс в сторону континента соответствует резкое сокращение (до 4 см/год) скорости спрединга [Larson, Pitman, 1972].

На окраине Евразийского континента в конце мела и начале палеогена возникли условия континентального рифтогенеза с формированием грабен, излияниями мало



Р и с. 77. Схема корреляции магматических и геодинамических процессов позднего мезозоя — раннего кайнозоя на северо-западном обрамлении Тихого океана

1–3 – геодинамические обстановки: 1, 2 – конвергентные границы литосферных плит: 1 – субдукция, 2 – коллизия (а – слабая и умеренная, б – интенсивная), 3 – континентальный рифтогенез; 4–7 – магматические серии: 4 – островодужная толеитовая, 5 – известково-щелочная, 6 – риолитовая анатектическая (а – умеренных объемов, б – больших объемов), 7 – рифтогенные толеитовая (а) и щелочно-базальтовая (б); 8–10 – терригенные отложения, сопровождающие различные геодинамические обстановки: 8 – олистостромо-молассовые во впадинах, сопряженных с надвигами (а – морские среднеобломочные, б – континентальные крупнообломочные), 9 – турбидитовые и олистостромо-турбидитовые отложения в преддуговых прогибах, 10 – грабеновые фации. Названия вулканических поясов см. рис. 76

дифференцированных базальтов повышенной щелочности и накоплением грабеновых фаций, что совпало с максимумом коллизии. Этот этап коллизии завершился в конце эоцена заложением новой сейсмофокальной зоны и появлением нового окраинно-континентального пояса – ЗККВП, перекрывшего сближенные в ходе предшествующей тектонической аккреции разнородные структуры, в том числе и разновозрастные вулканические дуги в аллохтонном залегании.

Приведенные данные показывают, что пространственно сближенные на северо-западном континентальном обрамлении Тихого океана вулканогенные образования широкого возрастного диапазона принадлежат не только к различным магматическим сериям (толеитовой островодужной, известково-щелочной, анатектической риолитовой, щелочно-базальтовой), но и к автономным структурным единицам: островодужному УМВП (J_3-K_1 nc), окраинно-континентальным ОЧВП (K_1al-K_2) и ЗККВП ($P_2^3-N_1^1$), зонам континентального рифтогенеза (K_2mt-P_2). Эта сложная картина вулканизма является отражением весьма изменчивого геодинамического режима в позднем мезозое — раннем кайнозое в пограничной области континент — океан (рис. 77). В целом здесь осуществлялось перманентное сближение литосферных плит: континентальной и океанической и (или) — по периферии Тихого палеоокеана — двух океанических. Процессы субдукции маркировались заложением на нависающей континентальной или океанической плитах поясов с соответственно известково-щелочным или толеитовым вулканизмом, причем иногда эти разных типов пояса чередовались во времени, но нередко формировались синхронно, в удалении один от другого. Завершение проявления вулканизма в отдельных поясах коррелируется с этапом столкновения с нависающей плитой различного рода поднятий, включенных в погружавшуюся плиту, что сопровождалось отмиранием сейсмофокальной зоны. При этом в ходе вызванной коллизией тектонической аккреции происходило оформление вергентных в сторону континента тектонических покровов и чешуйчато-надвиговых дислокаций, в которых участвовали разнородные комплексы. Продолжавшийся в Тихом океане процесс спрединга приводил к заложению новых сейсмофокальных зон и новых вулканических поясов, формирование которых завершалось при следующем этапе коллизии. Таким образом, эти дискрет-

но проявившиеся на конвергентных границах литосферных плит процессы субдукции и коллизии запечатлены стадиями начала и завершения вулканизма в поясах. Кроме того, постепенно прогрессирующий в связи с явлениями столкновения режим сжатия находит отражение в появлении в окраинно-континентальных поясах больших объемов кремнекислых вулканитов, что обусловлено задержкой в фундаменте поясов мантийных расплавов и ремобилизацией корового вещества.

Процесс коллизии нередко обуславливал значительные горизонтальные перемещения ранее возникших островных вулканических дуг, вследствие чего их совмещение с перекрывающимися окраинно-континентальными поясами (как, например, УМВП и ОЧВП) нередко носит случайный характер, поскольку между ними отсутствует генетическая преемственность. Это заставляет особенно тщательно подходить к оценке таких обстановок, которые истолковываются как смена толеитового вулканизма "юной стадии" вулканической дуги известково-щелочным вулканизмом "зрелой стадии", поскольку первоначально островодужные толеиты могли формироваться на значительном удалении от более поздних известково-щелочных пород.

В отношении эпизодического континентального маастрихт-эоценового рифтогенеза можно предполагать два объяснения: как следствие интенсивного столкновения плит и как отражение на континенте процессов растяжения при формировании окраинных бассейнов периферии Тихого океана.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ КАК НАУЧНАЯ РЕВОЛЮЦИЯ

История тектоники плит – яркий пример явления, описанного 25 лет назад американским историком науки Т. Куном и получившего название "научная революция" [Кун, 1972]. Но с одним существенным исключением. Если в мировой геологии события развивались по правилам, установленным Т. Куном, то в советской науке все происходило иначе. Этим двум вариантам развития теории тектоники плит и посвящена статья.

По Т. Куну, любая зрелая наука в данный момент времени опирается на п а р а д и г м у – некоторую основную совокупность знаний, в которую входят закон, теория, правила их применения и т.д. На основе парадигмы развивается н о р м а л ь н а я н а у к а, т.е. выполняются многочисленные частные исследования, не ставящие парадигму под сомнение. Важнейшее свойство нормальной науки – ее кумулятивность, или суммируемость. Одно исследование прибавляется к другому, наподобие кладки кирпичей, и в результате возникает единое здание данной науки.

Тектоника или геотектоника – безусловно зрелая наука. Ее парадигмой примерно с начала нашего века являлась геосинклинальная теория. Высказывания различных ученых о роли этой теории в геологии полностью совпадали с куновским определением роли парадигмы в науке: "В настоящее время учение о геосинклиналях представляет собой общепринятую базу, без которой невозможно обойтись при решении проблем широкого значения почти в любой отрасли геологии... Эволюция геосинклинальной теории в значительной степени отображает собой основное содержание тектоники на протяжении всего ее существования" [Хомизури, 1976. С. 179]. Как известно, геосинклинальная теория не имела общепринятой физической модели тектонических процессов, отчего многие называли ее не теорией, а учением. Однако долгое и успешное применение ее в мировой геологической практике позволяет считать ее настоящей, хотя и эмпирической теорией. На ней основывалось огромное количество научных исследований, построенных примерно по такой схеме: после изучения объекта или района делался вывод, что данный объект в такое-то время представлял собой эвгеосинклиналь, платформу, краевой прогиб или что-то еще из обширной геосинклинальной классификации. Вот типичный пример: "Заключение. Из приведенного обзора следует, что зона Тавра в палеозое представляла собой прогиб, который можно рассматривать как прогиб миеогеосинклинального типа" [Белов, 1973. С. 78]. Даже сегодня такие работы еще появляются в печати. Как и подобает нормальным исследованиям, они суммировались, например, в обзорных тектонических картах, охватывающих целые материк или всю планету.

Примерно до середины нашего века геосинклиальная теория справлялась со стоящими перед ней практическими задачами, в том числе и с прогнозом полезных ископаемых. Но примерно с 50-х годов она стала входить в состояние, соответствующее куновскому описанию кризиса парадигмы. Основным симптом кризиса — это наличие аномалий, т.е. природных явлений, существование которых не предусматривается парадигмой или даже противоречит ей. Аномалии существуют практически всегда во всех науках, поэтому о кризисе можно говорить лишь тогда, когда аномалии занимают в данной науке важное место и длительное время не могут быть разрешены. В тот момент геосинклиальная теория имела по крайней мере две крупные аномалии.

Первая из них была связана с фактами горизонтальных перемещений в земной коре как в виде складок, надвигов и сдвигов в горных поясах, так и в виде признаков движения целых континентов. Между тем, геосинклиальная теория естественным образом тяготеет к фиксизму, поскольку основные события, постулируемые в ней — опускания, поднятия, инверсии, внедрения магмы — по природе своей "вертикальны". Кроме того, понятие "геосинклиальная область", состоящая из множества закономерно расположенных элементов, каждый из которых имеет свою долгую и сложную историю, также подразумевает горизонтальную неподвижность этих элементов друг относительно друга. Поэтому к середине столетия в тектонике преобладали фиксистские гипотезы, разрабатываемые на базе эмпирических закономерностей геосинклиальной теории. Из них наибольшего успеха достиг вариант астенолитной гипотезы, предложенный в нашей стране В.В. Белоусовым. Вторая крупная аномалия складывалась из нараставшего потока сведений по геологии дна океанов. Например, полной неожиданностью для геосинклиальной теории оказалось наличие мировой системы рифтов.

Куновское описание кризиса хорошо соответствует событиям, происходившим в то время в тектонике. Например, тектоническую теорию никак не удавалось сформулировать, по крайней мере, столь же ясно, как в 40-е годы. Новые факты все время требовали вносить в нее поправки и дополнения, вызвали противоречия и сомнения. Построить удачную физическую модель геосинклиальных процессов никак не удавалось. Происходили бесконечные дискуссии на тему о том, является ли данный объект миогеосинклиалью, срединным массивом, активизированной платформой или еще чем-нибудь. Это снижало профессиональную уверенность геологов и их способность решать практические задачи. Продолжавшиеся исследования открывали все новые объекты, не укладывающиеся в традиционную классификацию, что приводило к неуправляемому росту числа новых терминов. В работе Г.П. Хомизури [1976] приводится словарь терминов на базе слова "геосинклиаль", состоящий из 160 слов, каждое из которых имеет до десятка толкований. К 1960 г. в советской тектонике использовалось 4,5 тыс. терминов, обозначавших 8 тыс. понятий, и их число год от года возрастало по экспоненте [Боровиков, 1968]. Фактически геосинклиальная теория к этому времени разбилась на множество вариантов, многие из которых имели не более одного сторонника. "Такое быстрое умножение числа вариантов гипотезы есть весьма обычный симптом ее кризиса" [Кун, 1977. С. 102].

По Т. Куну, борьба конкурирующих гипотез в период кризиса напоминает раннюю стадию развития науки, когда в ней еще не имеется общепринятой парадигмы. Вообще, отсутствие парадигмы и основанных на ней нормальных исследований ставит под сомнение само существование данной науки. Во время кризиса "все члены научного сообщества будут заниматься наукой, но совокупный результат их усилий едва ли будет иметь сходство с наукой вообще" [Там же. С. 139]. Интересно, что этот вывод совпадает с тогдашним самоощущением геологов, когда тектонику называли "сумасшедшим домом" и было весьма популярно выражение, что "геология не наука, а образ жизни".

Типичная реакция ученых на кризис такова: с одной стороны, они исследуют аномалию, с другой — модифицируют парадигму, до тех пор, пока не начинают согласовываться друг с другом. Мировая геология пошла именно по этому пути, и проблемы мобилизма и строения океанического дна оказались в центре ее внимания. Эти усилия увенчались созданием в 1968 г. гипотезы тектоники плит. С начала 70-х годов эта гипо-

теза стала теоретической основой геологии, доказав свою пригодность на роль новой парадигмы, базы для новой нормальной науки. Тем самым, был завершен цикл перехода от одной парадигмы к другой, который Кун назвал "научной революцией". Тектоника плит решила проблемы, с которыми не справилась геосинклинальная теория, в то же время сохранив и включив фактический материал, накопленный геологией за столетия ее развития. Это – главное условие, предъявляемое к новой парадигме, главный признак классической научной революции. Кроме того, здесь подтвердилось множество более мелких деталей типовой модели научной революции. В частности, подтвердилось правило, что новая парадигма создается преимущественно либо молодыми учеными, либо новичками в данной области науки. Как известно, тектонику плит в основном создали молодые геофизики, в том числе студенты и аспиранты. Подтвердилось и высказывание, что первые сторонники новой парадигмы принимают ее по соображениям, близким к эстетическим. Например, статья Г. Хесса, в которой впервые излагалась гипотеза спрединга, была им самим охарактеризована как "опыт в геопоззии". Было выполнено также правило новых критериев постановки и решения проблем [Кун, 1977. С. 142, 149], новой группировки объектов в систему [Там же. С. 261]. Например, в геосинклинальной геологии главным элементом изучения была вертикальная последовательность явлений – разрез, а в тектонике плит более важной оказалась латеральная совокупность разновозрастных явлений. В полном соответствии с Т. Куном имел место перевод понятий со старого языка на новый. Например, "многеосинклинали выступили как континентальные окраины, ... эвгеосинклинали – как бывшие океанические бассейны, ... геоантиклинали – как островные дуги, а срединные массивы – как микроконтиненты" [Океанология..., 1979, С. 31]. Подтвердились и еще более мелкие правила.

Поэтому появление тектоники плит можно считать типичным, ярким, "настоящим" примером научной революции. Сегодня практически общепризнано, что это как раз одна из тех революций, которые являются главным способом движения науки вперед. Действительно, с момента появления этой теории развитие мировой геологии чрезвычайно ускорилось. В то время геологи испытывали необычайный подъем и энтузиазм, отразившийся, например, в известных словах Т. Вильсона: "До сих пор мы созерцали Землю, покрытую множеством одежд, и вот мы видим ее обнаженной. И это прекрасное зрелище!"

Однако не все в этих событиях вписывается в типовую модель научной революции. Революция в той форме, в какой она описана выше, затронула лишь примерно половину геологов мира. Реакция геологов нашей страны была принципиально иной, причем не только с момента появления тектоники плит, но и с более раннего времени. Прежде всего советские геологи в целом не признавали наличия кризиса геосинклинальной теории, хотя каждый из них в отдельности мог его ощущать. Даже значительно позднее, в 1974 г., в юбилейной статье к 250-летию Академии наук, несколько ведущих ученых заявили, что "учение о геосинклиналях является одним из краеугольных камней современной теоретической геологии", и что "это никакого отношения не имеет к так называемому кризису в геологии, как иногда пишут" [Марков и др., 1974. С. 27, 35]. Соответственно, мало внимания уделялось и изучению аномалий. Проблемы строения океанического дна не находились в центре внимания советских ученых, хотя исследование в ограниченном объеме и проводилось. Формально океаны были включены в геосинклинальную парадигму с помощью терминов типа "талассократон", и это казалось достаточным. Дрейф континентов отвергался в самых резких выражениях, и большинство ученых считали эту проблему лежащей вне науки. Более того, была сделана серьезная попытка вообще "ликвидировать" факты, указывающие на мобилистские явления.

Сначала было постулировано, что для образования всех тектонических структур достаточно только вертикально действующих сил. Затем, в соответствии с теоретическими положениями, началась переинтерпретация фактических данных, сначала умеренная, например путем изгиба линии надвига на разрезе и превращения его на глубине в вертикально ориентированный разлом. Появились даже специальные термины, узаконивающие эту процедуру, – "козырьковый надвиг", "аркогенный надвиг". Затем пересмотр

фактов стал более радикальным. Надвиг, шарьяжи, сдвиги исчезли с геологических карт и разрезов, изоклинальные складки сменились моноклиналями и т.д. Геология СССР освещалась в строго фиксистском духе, так что зарубежные ученые всерьез размышляли, не является ли территория нашей страны неким исключением на земном шаре. Особенно эффектно это выглядело в районах, которые были детально изучены еще до начала эпохи фиксизма, например в Карпатах [Бъзова, Бзер, 1974. С. 81]. Кроме того, без проведения полевых исследований были сделаны попытки пересмотреть и строения зарубежных территорий, например Альп, Гималаев, Калифорнии.

Однако уже в 60-е годы слишком острые противоречия между теоретическими установками и наблюдаемыми фактами заставили некоторых ученых (например, А.В. Пейве) отказаться от принципов фиксизма. В течение двух следующих десятилетий умеренный мобилизм (без дрейфа континентов) был полностью восстановлен в правах, и региональная геология была вновь "переписана" в мобилистском, т.е. попросту в более объективном духе. Но в 1968 г. советские геологи в подавляющем большинстве своем еще имели фиксистские взгляды, и появление тектоники плит оказалось для них полной неожиданностью.

Тем не менее обаяние новой гипотезы было так велико, что некоторые наши ученые отнеслись к ней с таким же энтузиазмом, как и их коллеги за рубежом. Это выразилось в ряде докладов и лекций, прочитанных в научных учреждениях в 1969–1970 гг., в распределении мнений на совещании "История Мирового океана", прошедшем в январе 1970 г. в Москве, где в пяти докладах из восьми, посвященных геологии и тектонике океана, тектоника плит упоминалась положительно, и лишь в одном – отрицательно. Появились и первые ученые, не просто на словах принимающие эту гипотезу, но и ставшие работать на ее основе (С.А. Ушаков, А.М. Карасик). Начало складываться впечатление, что и у нас она будет принята так же быстро и легко, как и в остальном мире, тем более что информация, поступающая из-за рубежа, становилась все более впечатляющей. Но этого не произошло. Многие наши видные ученые восприняли тектонику плит чрезвычайно негативно и использовали свой авторитет и влияние, чтобы отвергнуть ее.

В научных журналах были опубликованы резкие статьи против этой гипотезы. В первой из них – статье В.В. Белоусова [1970] – говорилось: "Ни одна сторона гипотезы... не выдерживает критики. Эта гипотеза основана на поспешном обобщении некоторых фактов, значение которых чудовищно преувеличено. Она полна искажений, ... непродуманных утверждений и простых несообразностей... Заведомо ложные интерпретации, ... самоуверенные суждения о "революции в науках о Земле" могут привести к длительному сумбуру и создадут у многих совершенно ложное представление" (с. 109–110). Не менее резкими были опубликованные несколько позднее статьи И.В. Кирилловой и Б.А. Петрушевского [1972], Ю.М. Шейнманна [1973, 1974] и др. В геологических организациях происходили бурные устные обсуждения, в том числе в феврале 1972 г. на сессии Отделения АН СССР [Проблемы..., 1973]. В целом дискуссия шла с явным преобладанием противников тектоники плит, которые считали, что это примитивность, фантастика, спекуляция, мода, фанатизм, научный миф, массовый психоз и т.д. Немногочисленные выступления в ее защиту, например статья В.Е. Хаина "Происходит ли научная революция в геологии" [1970], отличались краткостью и уклончивостью. Ознакомиться подробнее с содержанием гипотезы, с фактами и аргументами, на которые она опиралась, рядовые геологи смогли лишь в 1974 г., когда появились ее первые адекватные изложения на русском языке [Новая..., 1974; Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974].

Итоги дискуссии начала 70-х годов оказались для тектоники плит в СССР неблагоприятными. Гипотеза была рассмотрена и отвергнута, встав в ряд традиционно осуждаемых "гримас западной моды". С этого момента оформилась и длилась затем около 15 лет ситуация, которую можно назвать противостоянием двух геологий – мировой, базирующейся на тектонике плит, и советской, отрицающей ее. Хотя гипотеза быстро развивалась, вскоре стала теорией и ответила практически на все реальные возражения, наши ученые в массе своей вернулись к ее обсуждению лишь через много лет.

Для проверки тезиса о "двух геологиях" проведен анализ опубликованной литерату-

ры. Для этого выбраны журналы "Геотектоника" и "Бюллетень Московского общества испытателей природы, Отделение геологическое" ("Бюллетень МОИП"), а также материалы ряда совещаний по геологии и тектонике, проходивших в этот период. Выбор журналов определяется тем, что "Геотектоника" — единственный журнал, по своему профилю полностью соответствующий рассматриваемой проблеме, "Бюллетень МОИП" — один из общегеологических журналов, печатающих материалы по теоретической тектонике. Оба журнала печатают статьи вне зависимости от места работы их авторов, поэтому они более представительны, чем ведомственные издания типа "Известий Академии наук СССР". Оба журнала в редакционных статьях провозглашают широту взглядов и научный плюрализм и, на мой взгляд, достаточно объективно выражают мнения советских геологов, хотя между ними имеется некоторое различие в направлениях. "Геотектоника" — рупор умеренного мобилизма, развивавшегося в 70-е годы в ГИНе, в то время как "Бюллетень МОИП" придерживался более фиксистского направления.

В каждом журнале просмотрены статьи за 10 лет, с 1970 по 1979 г. За это время в "Геотектонике" опубликовано 740 статей, в "Бюллетене МОИП" — 800 статей, соответственно 74 и 80 в среднем за год. В подсчетах используются лишь те статьи, в которых затронуты любые общетектонические теории — в форме разработки, полемики, опровержения, простого упоминания и т.д. В "Геотектонике" таких статей 443, от 35 до 55 в отдельные годы. В "Бюллетене МОИП", менее специализированном журнале, таких статей лишь 154, от 9 до 22 в год. Цифры 443 и 154 приняты за 100%, и все последующие расчеты исходят из них. Статьи классифицировались по признакам, которые в явном виде содержатся в их текстах, и наличие или отсутствие которых можно однозначно указать. Они разделены на два основных разряда — за тектонику плит и против нее. В статьях "за" эта теория либо защищается, либо используется как рабочий аппарат, либо просто положительно упоминается. Остальные статьи относятся к разряду "против" и подразделяются на две группы. В первую входят статьи "явно против" тектоники плит, полемизирующие с ней или упоминающие ее в негативном аспекте. Во вторую — статьи, в которых она явно не упоминается, но где разрабатываются или используются альтернативные гипотезы и теории. Кроме того, в разряде "против" выделена еще независимая группа работ на базе геосинклиальной теории, включающая статьи как "явно", так и "неявно против".

Статьи разряда "за" тоже подразделены на несколько групп. В группу "оригинальных" входят либо теоретические работы, развивающие и углубляющие тектонику плит, либо региональные, расширяющие ее применение на конкретном геологическом материале. К группе "неоригинальных" относятся статьи, не содержащие новых разработок ни вширь, ни вглубь. Это может быть популярное изложение теории, полемическое выступление в ее защиту, просто ее положительное упоминание, реферативный обзор и т.д. Сюда же включены статьи, авторы которых объявляют себя сторонниками тектоники плит, но вкладывают в эти слова свое содержание, отличающееся от общепринятого. Например, под вывеской тектоники плит или излагается очередной вариант геосинклиальной теории, или ее словесное признание сопровождается картой с фиксированными континентами, или под "плитами" понимаются совершенно иные объекты, чем в ортодоксальной формулировке теории. Это не значит, что все статьи "неоригинальной" группы низкокачественны и не имеют научной ценности. Популярный обзор может быть очень полезен, а статья с теоретическими ошибками может содержать ценные факты. Просто с точки зрения данной теории они лишены научной новизны.

По результатам подсчета были построены таблицы и графики. Ежегодный процент статей "за" показан на рис. 78. Для "Геотектоники" это волнообразно поднимающаяся кривая, которая может аппроксимироваться прямой, поднимающейся от 0 в 1970 до 20% в 1979 г. График "Бюллетеня МОИП" представляет собой кривую сходной формы, но сдвинутую на 4 года вправо, поскольку статьи "за" в этом журнале начали печатать на 4 года позже, чем в "Геотектонике", по-видимому, в связи с более фиксистскими взглядами его редакции. Всего за 10 лет в "Геотектонике" напечатано 10%, в "Бюллетене МОИП" 3% статей "за" и соответственно 90 и 97% статей "против". На рис. 79 показан ежегодный процент статей "явно против" для каждого журнала. Обе кривые волнообраз-

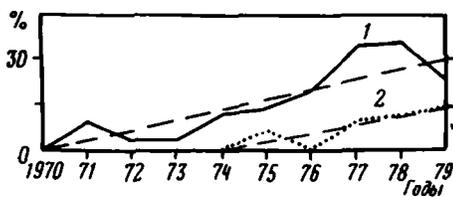


Рис. 78

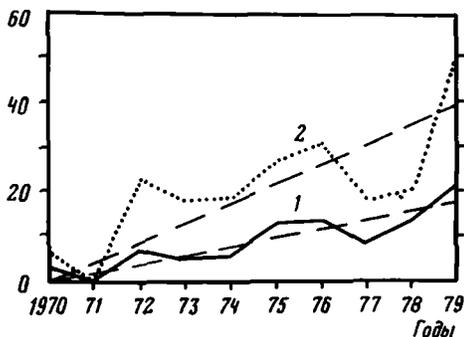


Рис. 79

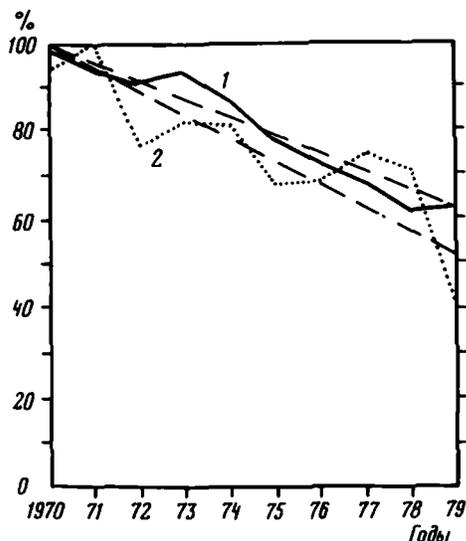


Рис. 80

Рис. 78. Ежегодный процент статей "за" тектонику плит от общего числа статей, имеющих отношение к тектоническим теориям, в журналах "Геотектоника" (1) и "Бюллетень МОИП" (2)

Пунктир — усредненный график

Рис. 79. Ежегодный процент статей "явно против" тектоники плит от числа статей, имеющих отношение к тектоническим теориям, в журналах "Геотектоника" (1) и "Бюллетень МОИП" (2)

Рис. 80. Ежегодный процент статей "неявно против" тектоники плит от числа статей, имеющих отношение к тектоническим теориям, в журналах "Геотектоника" (1) и "Бюллетень МОИП" (2)

но поднимаются, аппроксимируясь прямыми, поднимающимися у "Геотектоники" от 0 до 18%, у "Бюллетеня МОИП" от 0 до 40%. Соответственно за 10 лет в целом напечатано 9 и 23% статей, активно направленных против тектоники плит. Следовательно, в течение десятилетия происходил одновременно рост числа сторонников и встречный рост числа активных противников этой теории. Происходила поляризация, расслоение научного сообщества на основе отношения к ней. Это отражается в постоянном снижении численности статей "неявно против", авторы которых остаются верны прежним тектоническим теориям, не выражая своего отношения к тектонике плит (см. рис. 80). У обоих журналов кривые этой группы аппроксимируются сходными прямыми. Параллельно нарастающим успехам тектоники плит быстро снижается влияние ее основного конкурента — геосинклиальной теории (рис. 81). За 10 лет количество статей, в которых она используется в качестве парадигмы, снижается с 80–90 до 40–50%.

На рис. 82 показано распределение по группам статей разряда "за". Сначала, в 1971 г., были опубликованы "неоригинальные" статьи, а работы, имеющие научную новизну, и теоретические, и региональные, появились лишь через 3–4 года. Вероятно, эта картина отражает этапы усвоения новой теории научным сообществом. Сначала происходило знакомство с теорией, ее понимание, осознание, что выражалось в многочисленных публикациях реферативно-популярного характера. Через несколько лет, когда теория усвоена частью сообщества, появляются оригинальные работы. Тем временем ученых, принимающих новую теорию, становилось больше. Многие из них при этом проходили стадию ее неверного понимания, что отражалось в соответствующем увеличении числа работ неоригинальной группы. Следовательно, усвоение новой теории сопровождалось опережающей волной публикаций, лишённых научной новизны или содержащих ошибки.

Являются ли отдельные волны на графиках случайными флуктуациями или они отра-

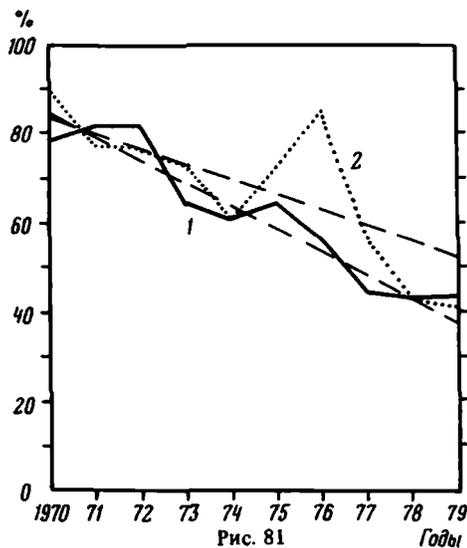


Рис. 81

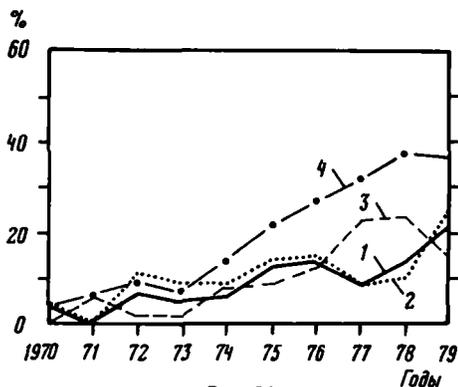


Рис. 83

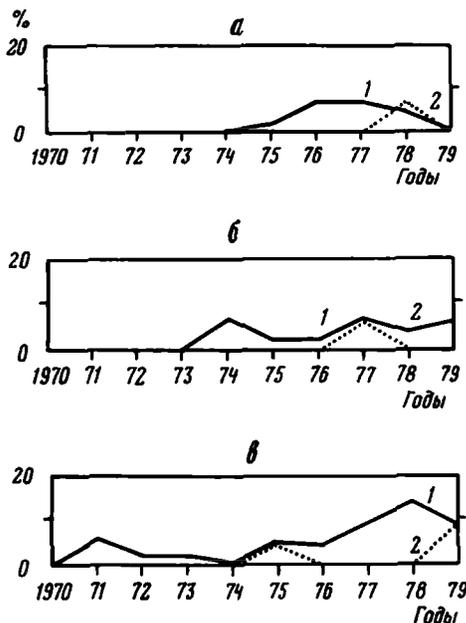


Рис. 82

Рис. 81. Ежегодный процент статей на базе геосинклинальной теории от числа статей, имеющих отношение к тектоническим теориям, в журналах "Геотектоника" (1) и "Бюллетень МОИП" (2)

Рис. 82. Ежегодный процент теоретических (а), региональных (б) и неоригинальных (в) статей "за" тектонику плит от числа статей, имеющих отношение к тектоническим теориям, в журналах "Геотектоника" (1) и "Бюллетень МОИП" (2)

Рис. 83. Совмещение нескольких кривых из рис. 78, 79

1 — ежегодный процент статей "явно против" в "Геотектонике"; 2 — процент статей "явно против" в "Бюллетене МОИП", умноженный на произвольный коэффициент 0,5; 3 — процент статей "за" (в целом) в "Геотектонике"; 4 — сумма кривых "за" и "явно против" в "Геотектонике"

жают какие-то реальные явления? Бросается в глаза сходство двух кривых "явно против". Все без исключения пики и впадины имеются на каждой из них, и качественно их можно рассматривать как одну кривую. Кроме того, все волны этих кривых находятся в противофазе с волнами на кривой "за". На фоне общего параллельного подъема всех кривых они постоянно пересекаются между собой, так что пики и впадины "за" и "явно против" зеркально противостоят друг другу, а сумма этих кривых для "Геотектоники" вследствие взаимной нейтрализации волн представляет собой почти прямую линию (рис. 83). Следовательно, наблюдаются как бы периодические изменения "научного климата" в сторону большего или меньшего благоприятствования для тектоники плит, где максимумы "потеплений" имели место в 1971, 1974 и 1977–1978 гг.

Дополнительную информацию дают материалы научных совещаний, касающихся вопросов тектонической теории. Это более оперативный, а иногда более массовый, объективный и разнообразный источник сведений о взглядах ученых, чем журналы с их долгими сроками публикации и строгими редакционными правилами. В подсчет вошло большинство всесоюзных совещаний, проходивших в те годы, в том числе все совещания при Межведомственном тектоническом комитете, ежегодно проводившиеся в Москве (рис. 84, № 2, 3, 5, 7, 8, 10, 12, 14), а также все совещания, специально посвященные проблемам тектоники плит (см. рис. 84, № 1, 3, 6, 11). Остальные совещания включены вследствие их тематической близости к проблеме, в том числе два проходивших в СССР международных совещания (№ 9, 16), где в подсчете учтены только доклады советских геологов. Для подсчета использованы опубликованные сборники тезисов и докладов, а также сообщения в разделе "научная хроника". Доклады классифицировались по той же схеме, что и журнальные статьи. Всего учтено 16 совещаний в течение 10 лет, с общим числом докладов 760, из которых 530, принятых за 100%, имеют отношение к тектоническим теориям. В связи с большой разнородностью совещаний по тематике, численности, составу, престижности и т.д. графики в виде кривых не построены, а каждое из них изображено отдельной точкой.

Процент докладов "за" по каждому совещанию приведен на рис. 84. Точки довольно равномерно распределены по плоскости, оставляя впечатление случайного разброса, причем максимумы достигают очень больших значений — от 50% в 1970 до 62% в 1976 г., по сравнению с аналогичными цифрами в журналах. Здесь следует учесть, что шесть совещаний, точки которых занимают верхние позиции на графике, имеют особый состав участников. Четыре из них были специально созданы по проблемам тектоники плит, и там, естественно, собирались ее сторонники. Например, среди докладчиков совещания "Геодинамика и полезные ископаемые" (№ 11) можно найти почти всех активных тогдашних советских защитников этой теории. Два остальных совещания (№ 9, 13) собирались по проблемам тектоники океанов и рифтовых зон, которые не вписывались в геосинклиналиную теорию и специалисты по которым раньше других перешли на "плитные" позиции. Точки этих шести специальных совещаний располагаются в районе 50% независимо от года. Остальные 10 совещаний (основная серия) образуют рой точек, аппроксимирующая прямая которого постепенно поднимается от 0 в 1970 до 25% в 1979 г., аналогично тому, что мы видели в "Геотектонике".

Процент докладов "явно против" показан на графике рис. 85, где отражена в целом та же картина, что и в журналах. Число активных противников постепенно увеличивается от 0 в 1970 до 30% в 1979 г. Лишь два совещания со специальным составом участников выпадают из этой закономерности. Следовательно, на совещаниях, куда сторонники тектоники плит не собирались специально, обнаруживается та же тенденция к поляризации научного сообщества, что и в журналах. Интересно, что по количеству качественных, оригинальных работ среди докладов раздела "за", совещания, на которых специально собирались сторонники тектоники плит, слабо выделяются среди совещаний основной серии (рис. 86, а, б). А по количеству работ, относящихся к группе "неоригинальных", специальные совещания отличаются очень резко (рис. 86, в). Это еще раз показывает, что расширение круга сторонников теории сопровождается опережающей волной компилятивных и ошибочных работ.

Суммарные итоги подсчета таковы: в 70-е годы в среднем 10% советских геологов были сторонниками тектоники плит (к 1980 г. их стало около 20%). Остальные 90% были противниками этой теории, причем 13% активно высказывались против нее, а 77% просто продолжали придерживаться других теорий. Число активных противников тоже год от года возрастало — от 2% в 1970 до 30% в 1980 г. Вероятно, этот подсчет еще завьшен в пользу тектоники плит, поскольку относится лишь к меньшинству, участвующему в теоретических обсуждениях. Геологи-производственники в массе своей оставались на позициях прежних теорий.

Аналогичный подсчет за те же 10 лет был сделан по международному журналу "Тектонофизика" как наиболее близкому по профилю к предмету обсуждения, прямо соответ-

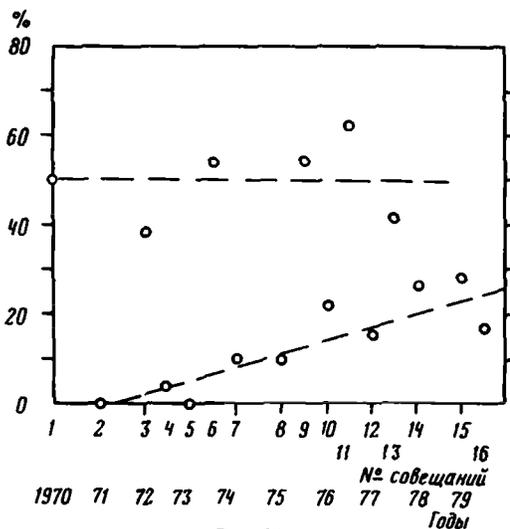


Рис. 84

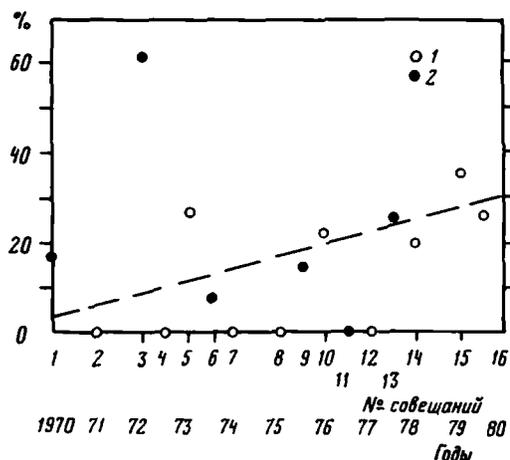


Рис. 85

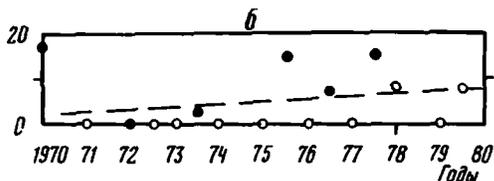
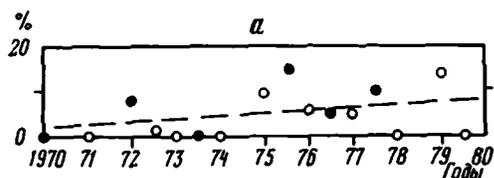


Рис. 86

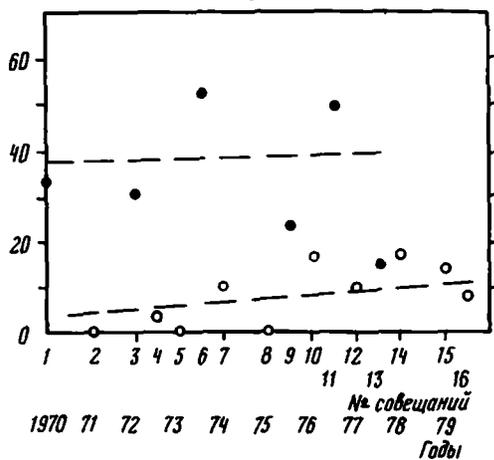


Рис. 86

Рис. 84. Процент докладов "за" тектонику плит от числа докладов, имеющих отношение к тектоническим теориям, на следующих совещаниях

1 — История Мирового океана. Москва, 1970 г.; 2 — Формации геосинклинальных областей. Москва, 1971 г.; 3 — Проблемы глобальной тектоники. Москва, 1972 г.; 4 — Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972 г.; 5 — Тектоника Тихоокеанского пояса. Москва, 1973 г.; 6 — Металлогения и новая глобальная тектоника. Ленинград, 1973 г.; 7 — Тектоника срединных массивов. Москва, 1974 г.; 8 — Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. Москва, 1975 г.; 9 — Основные проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975 г.; 10 — Разломы земной коры. Москва, 1976 г.; 11 — Геодинамика и полезные ископаемые. Москва, 1976 г.; 12 — Проблемы тектоники территории СССР и размещение полезных ископаемых. Москва, 1977 г.; 13 — Первый съезд советских океанологов. Москва, 1977 г.; 14 — Тектоника Средиземноморского пояса. Москва, 1978 г.; 15 — Типы гор и механизм горообразования. Иркутск, 1979 г.; 16 — XIV Тихоокеанский научный конгресс. Хабаровск, 1979 г.

Рис. 85. Процент докладов "явно против" тектоники плит от числа докладов, имеющих отношение к тектоническим теориям, на совещаниях, перечисленных в подписи к рис. 84

1 — общие совещания, 2 — специализированные совещания

Рис. 86. Ежегодный процент теоретических (а), региональных (б) и "неоригинальных" (в) докладов "за" тектонику плит на совещаниях, перечисленных в подписи к рис. 84

ствующему нашей "Геотектонике" и печатающему статьи ученых всего мира. Статьи советских ученых подсчитывались отдельно. В подсчет включены не все номера журнала, а случайная выборка, включающая примерно 2/3 номеров, бывших в момент подсчета в наличии. Поэтому ежегодный график не построен, но для итоговых цифр материала, на мой взгляд, достаточно. Из 940 статей, опубликованных в просмотренных номерах, 239 имеют отношение к тектоническим теориям, в том числе 219 иностранных и 20 советских. Процент статей разряда "за" в целом за 10 лет для иностранных статей равен 94%, для советских — 15%. Уже с 1970 г. зарубежный процент "за" ни разу не опускался ниже 83%, а после 1974 г. — ниже 93%. Интересно, что распределение советских статей по разрядам и группам в этом международном журнале полностью соответствует распределению отечественных публикаций. Из 15% статей "за" 10% относится к оригинальным и 5% к неоригинальным работам. Из 85% статей "против" 30% относится к группе "явно" и 55% к группе "неявно против". Иностранные статьи распределены по группам совершенно иначе. Из 94% статей "за" к неоригинальным относится лишь 2% (всего четыре статьи, из которых одна индийского автора и одна — югославского). Среди 6% статей "против" большинства — 4% — относится к группе "явно против". Число статей "неявно против", авторы которых "не заметили" тектонику плит, составляет лишь 2%.

Кроме этих цифр, известны результаты опроса, проведенного среди американских геологов в 1978 г. [Wood, 1980]. 87% из них считали, что тектоника плит достаточно строго доказана. Сопоставим все эти данные: в советской геологии на одного сторонника этой теории приходилось 9 противников, в мировой — 0,1 противника. Приводя 1/9 и 9/1 к общему знаменателю, получим, что степень признания этой теории в СССР была примерно в 100 раз ниже, чем в мире. Учитывая, что она затрагивает самые основы геологической науки, тезис о двух геологиях можно считать доказанным.

Напомню некоторые детали происходившей дискуссии. С середины 70-х годов уменьшилось количество статей, всесторонне опровергающих тектонику плит, поскольку считалось, что эта работа уже выполнена. Только В.В. Белоусов продолжал делать это в каждой своей новой монографии [Белоусов, 1975; и др.], и еще одно всестороннее опровержение было дано в книге Ю.А. Косыгина [1983]. Однако с краткими заявлениями против этой теории выступили почти все ведущие геологи, в том числе все академики. Например, А.В. Пейве, А.Н. Яншин и еще восемь известных ученых написали в 1976 г. в статье, посвященной составлению тектонической карты Евразии, что тектоника плит "не объясняет становление и геологическую эволюцию континентальной коры", что ей свойственны "схематичность и отсутствие историко-геологической концепции, ... а также отрыв от фактических данных" [Пейве и др., 1976 С. 23]. Тектоника плит отрицалась в книге тогдашнего председателя Тектонического комитета М.В. Муратова [1975], в коллективном труде "Тектоносфера Земли" [1978], изданном к юбилею Института физики Земли, в других обобщающих работах.

В 1975 г. в Москве прошло тектоническое совещание, посвященное глубинному строению Земли. Из 70 докладов и выступлений лишь четыре (А.М. Карасика, Л.П. Зоненшайна, С.А. Ушакова и О.Г. Сорохтина) были "за" тектонику плит, причем они резко критиковались в последующих выступлениях. В.В. Белоусов отозвался о ней как о "бессмысленной фантазии, не заслуживающей научного обсуждения". В решении совещания говорится: "Необходимо, чтобы разрабатываемые модели глобального тектогенеза в полной мере учитывали тот большой материал о закономерностях развития геосинклиналей и платформ, который получен в результате исследований, выполненных по методикам, традиционным для отечественной тектонической школы" [Глубинное..., 1975. С. 128]. На этом совещании впервые возникла любопытная традиция, продолжавшаяся затем еще несколько лет: известные геологи в конце своего выступления на любую тему сообщали и о своем личном отношении к тектонике плит. Обычно говорилось, что гипотеза полезна, поскольку она оживила дискуссию, расширила кругозор и т.д., но, разумеется, неверна.

Полемика с тектоникой плит велась и в более специальных областях. Е.Е. Миланов-

ский [1978] рассмотрел ее применительно к рифтовым зонам и пришел к выводу, что ее "нельзя рассматривать как удовлетворительную общую геотектоническую теорию и необходимо продолжить поиски путей для создания более совершенной концепции" (С. 6). К аналогичным выводам пришли геологи, изучавшие области схождения плит как океанических, так и континентальных, — В.Ф. Белый [1974], Г.М. Власов [1976], Е.А. Похвиснева [1976] и др. По поводу тектоники дна океанов неоднократно выступал Ю.М. Пушаровский [1976, 1978]. Применительно к Атлантическому океану, где тектоника плит видна, может быть, наиболее ясно и наглядно, проблема обсуждалась в книге Е.М. Рудича [1977]. В ней говорилось, что эта теория "лежит за гранью научного анализа", и призывалось "не откладывая" покончить с ней. Несколько видных ученых, например Г.Д. Ажгирей [1977], Г.А. Твалчрелидзе [1979], отвергли претензии тектоники плит быть полезной в поисках минерального сырья. В.И. Смирнов [1979], крупнейший знаток месторождений, писал, что она может устраивать лишь либо "геологически необразованных людей", либо "геологов, не особенно затрудняющих себя глубоким критическим научным анализом" (С. 19). Полемика происходила и в научно-популярной литературе. В рецензии на перевод книги С. Уеды [1979] говорилось: "Жаль только времени, потраченного на схоластику, на попытки интерпретировать факты непременно в рамках одной модной концепции, на первый взгляд стройной и логичной, но на деле полной неразрешимых противоречий" [Борисов, 1979. С. 118].

На заседании Тихоокеанского научного конгресса в 1979 г. в Хабаровске глава советской делегации Н.А. Шило сказал: "В конце 60-х годов под напором массы нового фактического материала окончательно потерпела крушение теория А. Вегенера. Пытаясь найти выход из кризиса, Ле Пишон в 1968 году предложил теорию „новой глобальной тектоники“, или „тектоники плит“. На ее существовании я не буду останавливаться. Замечу только, что ни в одном сегменте нашей планеты „тектоника плит“ не встретила столько противоречивых фактов, как в бассейне Тихого океана... Геологические исследования Тихого океана и его обрамления должны вывести фундаментальную геологию из того глухого тупика, в котором она оказалась в результате противоборства фиксистов и мобилистов" [Шило, 1980. С. 5]. Это произвело большое впечатление на присутствовавших зарубежных ученых. Из 76 советских докладов, имеющих отношение к тектоническим теориям, 83% было против тектоники плит; из иностранных — только 14%, или три доклада, в том числе один японский и два вьетнамских. Столь явное противостояние двух геологий заставило журналиста, комментирующего конгресс, предложить "принцип дополнительности", т.е. одновременное принятие и тектоники плит, и геосинклинальной теории с использованием "полезных сторон" каждой. Интересно, что сходная мысль позднее была высказана главой советской тектонической школы Ю.М. Пушаровским, предложившим признать и узаконить на неопределенное время существование двух независимых геологий.

Подобные эпизоды можно перечислять еще неограниченно долго. И к началу, и даже к середине 80-х годов большинство советских геологов были настроены против тектоники плит. Быть может, наиболее емко это настроение выразил автор последнего из высказываний, которое я здесь приведу: "Новая глобальная тектоника в своем амбициозном виде — объяснить всю динамику земной литосферы — мертва и не может рассматриваться как научная гипотеза" [Ажгирей, 1977. С. 126].

На какие же научные аргументы опирались подобные высказывания? Их было выдвинуто множество, и они имели различную судьбу. Некоторые из них произносились однажды и затем в смущении забывались, другие повторялись во многих статьях много лет подряд. Сначала возражения были серьезны, многочисленны и повсеместны, потом число их существенно сократилось, а область хождения ограничилась советской геологией. Все возражения можно подразделить на несколько больших групп. Первая группа связана с тем, что в момент своего появления тектоника плит не полностью объясняла все геологические факты. Ее первоначальная формулировка охватывала только 10% длительности истории Земли и только океаническую часть земного шара. Противники гипотезы считали, что если факт не объясняется ею, то он свидетельствует против нее,

и говорили, например, что гипотеза "полностью игнорирует" континентальную геологию. Однако вследствие стремительного расширения круга вопросов, охватываемых гипотезой, почти все факты такого рода получили исчерпывающие разъяснения. К 80-м годам осталось не так уж много традиционных геологических проблем, которые, как, например, геология раннего докембрия, еще не нашли своего решения. Но само наличие таких нерешенных проблем, являющихся предметом рассмотрения нормальной науки, неизбежно и необходимо в любой живой науке.

Вторая большая группа возражений основывалась на реальных фактах, противоречащих тектонике плит. Типичный пример – наличие глубоких "корней" под многими геологическими объектами, что противоречило скольжению тонких сферических оболочек одна по другой. Возражение потеряло силу, когда стало ясно, что "корни" не проникают глубже, чем толщина движущихся плит, а наиболее глубокие из них расположены как раз на границах плит. Такие факты обычно противоречили первым, относительно простым вариантам гипотезы. Например, в первых принципиальных моделях 1968 г. схематически изображался вертикальный восходящий поток под срединно-океаническим хребтом и нисходящий – под островной дугой, из чего следовало, что плиты движутся по земной сфере, но срединные хребты и островные дуги неподвижны. Однако из той же схемы следует, что и хребты должны двигаться – Антарктида окружена полным, а Африка почти полным кольцом расширяющихся срединных хребтов, и поскольку нагромождения излишков литосферы внутри колец не наблюдается, то неизбежно удаление хребтов один от другого. Еще в начале 60-х годов, при обсуждении гипотезы спрединга это противоречие было отмечено Б. Хизеном [1966]: "Хотя конвекционные ячейки, восходящие потоки которых находятся под срединным хребтом, а погружающиеся под континентами, позволяют правдоподобно объяснить происхождение какого-либо данного океана, оказывается чрезвычайно трудно представить картину, которая объяснила бы образование срединно-океанического хребта в целом" (С. 152). Через 10 лет В.В. Белоусов [1975] использовал это противоречие как один из важнейших аргументов против тектоники плит: "Попав в порочный круг (движение литосферных пластин зависит от положения осей растекания, а положение последних зависит от движения пластин), мы становимся свидетелями внутреннего краха данной концепции" (С. 215). Последующие более точные модели тектоники плит включили механизм перемещения срединных хребтов, и это противоречие было снято.

Однако большинство фактов, использованных против тектоники плит, в действительности ей не противоречили. Здесь имели место мнимые противоречия, связанные с проблемами перевода с языка одной научной теории (парадигмы) на язык другой. Например, сильным возражением казалось явление унаследованности активных тектонических событий. Фиксисты, видевшие причину тектонических движений в деятельности некоторых глубинных "генераторов", справедливо считали, что горизонтальные перемещения земной коры приводили бы к прохождению над генераторами все новых ее участков. Факт длительной приуроченности движений к определенным, часто узким зонам "свидетельствует" о неподвижности коры относительно глубоких недр. В рамках тектоники плит эта проблема решается тривиально – при тектонических стрессах литосфера ломается и деформируется в самых непрочных местах, т.е. в тех, которые уже ломались и деформировались раньше. Другим сильным возражением было высокое содержание калия в континентальной коре, во много раз большее, чем в океанической. С точки зрения фиксизма это означало невозможность образования континентальной земной коры из океанической: "Хорошо известно, что геосинклиналь является "фабрикой" континентальной коры: именно в ней образуется гранито-гнейсовый слой, наиболее богатый калием. Откуда же берется это количество калия, если геосинклиналь "закладывается" на океанической коре?" [Проблемы..., 1973. С. 89]. В действительности, в тектонике плит этой проблемы не существует, поскольку континентальная кора образуется из океанической не из расчета метр на метр. Чтобы вытравилась объем континентальной коры, под островную дугу может уйти во много раз больший объем коры океанической, в котором суммарно содержится необходимое количество калия.

Список таких мнимых противоречий легко продолжить и увеличить во много раз.

Третья большая группа возражений опиралась на явления, несовместимость которых с тектоникой плит очевидна. Сомнения вызывали лишь сами эти явления, ни в одном случае строго не доказанные. Например, в работе И.В. Кирилловой и Б.А. Петрушевского [1972] описывались узкие линейные зоны в земной коре, пересекающие две плиты и границу между ними. Существование таких зон безусловно делало бы невозможным плитные движения, как невозможно относительное движение двух досок, сбитых гвоздями. Но при детальном рассмотрении все они оказались воображаемыми объектами, произвольно составленными из отдельных отрезков. Другой пример: в работе Т.А. Горшковой и Т.Н. Симоненко [1974] описаны полосовые магнитные аномалии, якобы аналогичные океаническим, но расположенные на континенте. Поскольку к образованию континентальных аномалий спрединг явно не имеет отношения, то и в океанах гипотеза спрединга ставится под сильное сомнение. В действительности океанические аномалии обладают еще семью обязательными признаками, не менее важными, чем полосчатость, и континентальные аномалии, не имеющие ни одного из них, нельзя отождествлять с океаническими. Еще один "факт" такого рода — предполагавшиеся в некоторых работах сжатие и складчатость в срединно-океанических хребтах. Можно также вспомнить о научном направлении, заключающемся в поиске геометрических закономерностей на геологической карте мира, представители которого говорят о "первичной симметрии" (или, наоборот, асимметрии) Земли, доказывают приуроченность континентов к определенным параллелям или меридианам, ищут одинаково ориентированную сеть разломов на всех континентах и т.д. Эти факты было бы трудно увязать с движениями плит, которые неизбежно нарушили бы эту правильность. Но ни в одной из этих работ нет строгих доказательств.

Таковы были научные аргументы против тектоники плит. Ответы на многие из них были даны В.Е. Хайным еще в 1972 г., когда он пришел к выводу, что ни один из аргументов, используемых в критике неомобилизма, не имеет решающего значения [Проблемы..., 1973. С. 23].

В течение 70-х годов все эти вопросы исчерпывающе разъяснились. Тем самым, дискуссия потеряла свою разумную основу, однако советские геологи в большинстве своем остались на прежних позициях. Означало ли это, что неприятие нами этой теории было связано с причинами более глубокими, чем научные аргументы? Или же имелась сильная альтернативная теория, позволявшая решать научные задачи без обращения к тектонике плит? Рассмотрим, какие еще тектонические гипотезы существовали в 70-е годы.

Продолжала развиваться классическая геосинклиальная теория, наиболее традиционная ветвь которой была по-прежнему связана с именем В.В. Белоусова. Отказавшись в принципе от рассмотрения океанов как "недостаточно изученных", он предложил концепцию "эндогенных режимов материков", где под новой терминологией скрывался прежний блок геосинклиальной теории, астенолитной гипотезы и принципа фиксизма, со всеми его слабостями. Это было уже очевидным анахронизмом, и к 80-м годам влияние этого направления сошло на нет. Развивались и другие варианты геосинклиальной теории, например идея "тектонофера" Ю.М. Шейнманна, различные варианты астенолитной гипотезы, но вследствие очевидных недостатков ни один из них не приобрел значительного числа сторонников.

Значительно более крупным событием стал вариант геосинклиальной теории, разработанный в Геологическом институте АН СССР под руководством А.В. Пейве: "Было выдвинуто и разработано новое научное направление в изучении строения и эволюции земной коры. Это направление, развивающее идеи мобилизма в геологии... заложило новые фундаментальные основы геосинклиальной теории, в соответствии с которыми геосинклиальное развитие понимается как совокупность... процессов, вызывающих структурное и вещественное преобразование океанической коры в континентальную" [Тектоника..., 1980. С. 87]. Эта концепция представляет собой большой шаг вперед

по сравнению с предшествующими геосинклиально-фиксистскими моделями, и ее можно считать крупнейшим достижением советской тектоники 70-х годов. Она осталась центральным направлением советской теоретической геологии и в 80-е годы.

При рассмотрении этой гипотезы выясняется, что все имеющееся в ней новое и ценное в тектонике плит имеется тоже. Один из трех ее главных новых элементов — положение о тождестве офиолитов и океанической коры — совпадает с аналогичным положением в тектонике плит. Два других элемента — о преобразовании океанической коры в континентальную и о широком участии горизонтальных движений в этом процессе — в тектонике плит имеются в несопоставимо более разработанном виде, на уровне количественных физических моделей. Но кроме того, в тектонике плит имеется еще несколько десятков новых фактов и идей примерно такого же масштаба. Это позволяет оценить сравнительное научное значение каждой гипотезы. "Гипотеза Геологического института", будучи намного эффективнее фиксистских моделей, давая определенную реальную базу для эмпирических геологических исследований, оставалась бесконечно слабее тектоники плит по своей объясняющей и предсказывающей силе, по глубине преобразования геологической науки. Как и классическая геосинклиальная теория, она не имела ни одной численной характеристики и даже на качественном, словесном уровне не являлась физической моделью. Не признавая механизмы образования океанической и континентальной коры, принятые в тектонике плит, сторонники этой гипотезы употребляли крайне мало понятные и расплывчатые фразы о "тектонической деструкции", "скупивании", "внутрикоровой расслоенности" и т.д.

Создатели "гипотезы ГИНа", или, как ее еще называли, "гипотезы А.В. Пейве", энергично подчеркивали, что она самостоятельна по отношению к тектонике плит и что тектоника плит неверна. Они четко формулировали свое несогласие с ней по крайней мере в трех пунктах. Во-первых, в том, что литосфера может деформироваться в любом месте, а не только на плитных границах: "Нам представляется, что мобильность и тектоническое течение материала литосферы из-за ее неоднородности гораздо выше, чем это предполагает тектоника жестких литосферных плит" [Тектоника..., 1980. С. 6]. Во-вторых, что в океанах происходят некие сложные процессы вроде складчатости, чешуйчатых и блоковых движений: "Сложнейший комплекс тектонических движений в океанах почти не охватывается гипотезой тектоники литосферных плит и не может быть объяснен с ее позиций, поскольку гигантских цельных жестких и однородных плит, таких, например, как Западно-Тихоокеанская плита, не существует" [Там же. С. 157]. В-третьих, что нижней границей движущихся пластин служит не зона пластичного течения в астеносфере, а многочисленные поверхности срыва в литосфере и в коре: "А.В. Пейве считает, что наиболее крупная зона тектонических срывов находится в основании земной коры" [Там же. С. 157]. И, в частности, что при дрейфе континентов тонкие пластины континентальной коры скользят сверху по океанической коре, как шайба по ледяному полю: "По существу, континентальная кора скользила по дну океана" [Там же. С. 120]. Неудивительно, что многочисленные просьбы к авторам гипотезы дать физическую модель всех этих процессов оставались без ответа.

Возможно, столь резкое отмежевание от тектоники плит было связано с приоритетными соображениями — желанием иметь собственную тектоническую теорию. Одновременно у отдельных исследователей, работавших в рамках "гипотезы ГИНа", развивалась и другая тенденция — формально не признавая тектоники плит, пользоваться ее мощным аппаратом для решения научных задач. С начала 80-х годов публиковались работы, отличающиеся от чисто "плитных" лишь ритуальными оговорками о "скольжении внутри литосферы" и о том, что "плиты не жесткие", ничего не меняющими по существу. В целом, эта гипотеза со временем отказывается от своих наиболее абсурдных положений и постепенно объединяется с тектоникой плит, стремясь сохранить свою терминологию и престиж независимого и равноправного направления в мировой науке.

Стоит упомянуть также о гипотезе расширяющейся Земли, которая внезапно возродилась в советской науке в начале 80-х годов, соединив в себе признание океани-

ческой, спрединговой части тектоники плит с непризнанием континентальной, субдукционной ее части. Она пользовалась определенной популярностью, несмотря на свою полную абсурдность с точки зрения и физики, где приходится терять всю физическую картину мира, и геологии, где она совершенно беспомощна, например, перед проблемами офиолитов или островных дуг. Таким образом, советские геологи отказывались от тектоники плит и не потому, что они имели лучшую альтернативу. В.В. Белоусов писал об этом так: "Если сейчас решение пока еще отсутствует, это не может служить оправданием для поспешного присоединения к необоснованным и несурзным предположениям" (т.е. к плитной тектонике. — В.Л.) [Проблемы..., 1973. С. 112].

Все сказанное относится к большинству геологов, отрицающих тектонику плит. Но было и меньшинство, которое ее приняло. В начале 70-х годов несколько отдельных ученых и небольших коллективов в нашей стране перешли на позиции тектоники плит и стали строить на ее основе свои исследования. Успехи, которые были достигнуты ими в разработке и пропаганде этой теории, достаточно известны, и я не буду на них останавливаться. Отмечу некоторые особенности их деятельности.

В основном защитники тектоники плит работали не в тех учреждениях, которые были специально предназначены для исследований по геологии, геофизике и тектонике. Самый сильный, наиболее успешно и последовательно работающий коллектив сложился в Институте океанологии АН СССР, под руководством О.Г. Сорохтина и Л.П. Зоненшайна. Строго говоря, этот институт не обязан заниматься теоретической тектоникой, и если бы из его стен не вышло ни одной тектонической работы, никто бы это ему не поставил в упрек. То же самое можно сказать о кафедре геофизических методов разведки или Музее земледования МГУ, где возник второй по значению коллектив под руководством С.А. Ушакова, о Госкомитете по науке и технике (А.А. Ковалев), о производственном объединении "Севморгеология" (А.М. Карасик), позднее — о производственном объединении "Аэрогеология" (Л.М. Натапов). Среди тех, кто воспринял тектонику плит в 70-х годах, только П.Н. Кропоткин и В.Е. Хаин работали в организациях, в которых положено заниматься теоретической тектоникой, и именно они из перечисленных здесь ученых защищали эту теорию наименее последовательно. А в специально созданных для теоретических исследований многочисленных институтах (кроме Геол. ин-та АН СССР) таких коллективов не было до последнего времени. В основном защитники тектоники плит расположились в нашей стране "на периферии" той научной области, которую эта теория более всего затрагивает.

Перечисленные выше немногочисленные ученые сыграли в рассматриваемых событиях значительную роль. Судя по подсчетам, им принадлежит пятая часть всех докладов "за" тектонику плит, прочитанных на совещаниях, происходивших в 70-е годы (33 доклада из 152). При этом если судить по числу качественных, оригинальных докладов, как теоретических, так и региональных, то им принадлежит уже 23 доклада из 45. Доклады этой небольшой группы составляют не менее половины общего вклада советских геологов в разработку новой парадигмы. Остальные 10 докладов, принадлежащие ученым из этой группы, относятся в основном к периоду до 1973 г., когда им приходилось заниматься преимущественно популяризацией и полемикой и когда среди их публикаций (особенно у В.Е. Хаина, С.А. Ушакова, А.А. Ковалева и П.Н. Кропоткина) преобладали сводки и обобщения преимущественно зарубежных исследователей.

Расширение круга лиц, знакомых с тектоникой плит, сопровождалось волной публикаций, излагающих ее основы в кратком, иногда искаженном виде. Например, в статье "Тектоническая терминология в свете новой глобальной тектоники" после краткого изложения гипотезы предлагались десятки новых терминов типа "терраплиты", "билитоплиты" и т.д., которые никому не понадобились, так как терминология тектоники плит уже сложилась [Металлогения..., 1973. С. 15]. В другой статье из того же сборника общеизвестные сведения о тектонике плит сопоставлялись с данными о термальных водах, имеющимися в любом учебнике [Там же. С. 123]. Аналогичное сопоставление двух рядов общеизвестных явлений содержалось и в статье "Новая глобальная тектоника и вулканизм" [Горшков, 1974]. Такие публикации вызвали справедливую критику

ку [Твалчрелидзе, 1979. С. 95]. Постепенно гипотеза перестала быть новинкой, и таких ученических статей стало меньше. Зато появились работы, в которых под вывеской тектоники плит содержались любые произвольные построения. Например, в статье "Структура Земли и иерархия плит литосферы" говорилось: "Совокупность плит одного порядка можно представить в виде многогранника, в котором плиты являются гранями... Глубину заложения многогранника можно вычислить, если деформировать поверхность геоида, при сохранении ее площади, в многогранник" [Металлогения..., 1973. С. 39].

Само слово "плита" во многих работах произвольно употреблялось для обозначения того, что раньше называлось тектонической зоной, блоком, комплексом и т.д., например: "В структуре Сибирской платформы выделяется 8 крупнейших литосферных плит" [Гафаров и др., 1978. С. 54]. Во многих публикациях тектоника плит причудливо соединялась с геосинклинальной теорией и даже с фиксизмом. Например, на Аляске выделяется некая линия, которая считается современной границей плит. Затем в духе фиксизма предполагается, что эта линия существовала еще в палеозое [Металлогения..., 1973. С. 100], что с позиций тектоники плит невозможно, поскольку сама Аляска сформировалась лишь к концу мезозоя. В другой статье, рассматривающей рифейскую историю Сибири "с позиций тектоники плит", говорится: "На Азиатском континенте одна из главных магистралей перемещения масс, увлекаемых конвективными потоками, проходила примерно по линии Душанбе–Улан-Удэ–Магадан" [Геодинамика..., 1976. С. 123]. Как известно, сам Азиатский континент образовался значительно позже рифея. Вообще, публиковалось довольно много таких якобы плитных построений на современных картах, без приведения континентов в положение, соответствующее рассматриваемому времени. Бывало и так, что две разные теории объединялись в одной фразе: "К концу протерозоя произошло вырождение зоны субдукции и стабилизировалась орогенная система" [Там же. С. 215]. Здесь первая половина фразы написана на языке тектоники плит, а вторая соответствует геосинклинальной теории.

Ошибки имелись и в региональных моделях, выполненных на основе тектоники плит, вплоть до появления полностью фантастических построений. Это еще более убеждало противников этой теории в ее ошибочности и вызывало их справедливую критику: "Авторы моделей отдельных областей весьма произвольно, даже безответственно "двигают" в различных направлениях обрамляющие эти области плиты..." [Милановский, 1978. С. 5]. "Бездоказательное, противоречивое и одностороннее рассмотрение геологии только профанирует то немногое истинное, что есть в новой глобальной тектонике" [Свириденко, 1978. С. 103].

Перечисленные недостатки затрагивают, как уже говорилось, примерно половину всех работ "за" тектонику плит, опубликованных в нашей стране в 70-е годы. Если же отсюда исключить работы небольшой группы ученых, названных выше, то среди оставшихся доля неоригинальных или ошибочных работ превышает 80%. Это показывает, что среди приверженцев тектоники плит оказались и геологи с невысоким профессиональным уровнем. К сожалению, наиболее высокопрофессиональная группа: действительные члены АН СССР, руководители научного сообщества – все однозначно высказались против тектоники плит и сыграли ведущую роль в том процессе, благодаря которому советская геология стала так резко отличаться от мировой.

При наблюдении судьбы тектоники плит в советской геологии напрашивается образ некоей плотины, перекрывшей основное русло, по которому течет развитие науки. Когда возможности развития теории в специально предназначенных для этого институтах перекрыты, "вода поднимается и растекается ручейками" по организациям типа Музея землеведения или Института океанологии, которым заниматься тектоникой не вменено в обязанность, но и не запрещено. Формы такого "обхода плотины" могут быть разнообразными. Когда были ограничены возможности выступлений в профессиональной печати, защитники тектоники плит выступали в массовой прессе. Например, большую роль сыграла статья А.С. Мониной, А.П. Лисицына и О.Г. Сорохтина [1977] "А все-таки континенты движутся" в газете "Правда". Успешный "обход" проявился

и в том, что с конца 70-х годов массовая научно-популярная печать в основном перешла на позиции тектоники плит, а профессиональные издания в большинстве своем оставались на враждебных ей позициях. Возникла парадоксальная ситуация, когда из менее профессиональных источников можно было получить более верные научные сведения, чем из более профессиональных. Противники тектоники плит видели эту ситуацию и активно боролись с нею. В.В. Белоусов говорил в 1984 г. на собрании Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, что тектоника плит "особенно стала популярной среди тех, кого можно назвать не специалистами, а любителями... Эти любители берут на себя роль наставников и, выходя на страницы газет, на всесоюзный голубой экран, учат нас, и в особенности молодое поколение, тому, как надо заниматься геологией и как надо геологии учить" [Белоусов, 1984. С. 58].

Однако борьба с тектоникой плит, учитывая ситуацию в мировой науке, постепенно стала безнадежной, и принятие этой теории советской наукой в недалеком будущем совершенно очевидно. Она несоизмеримо лучше соответствует природе, чем альтернативные гипотезы. Научных аргументов против нее сегодня не существует. Отказываясь от нее, нужно одновременно отказаться и от ее практического применения, что невозможно. Число ее сторонников статистически неуклонно растет. Обтекание академической плотины завершено, потому что уже сегодня геологическая практика в лице Министерства геологии СССР, не обращая более внимания на мнение ученых, переходит непосредственно к работе на основе теории, общепринятой в мировой науке и доказавшей свою эффективность и полезность. К сожалению, вследствие усилий нашей академической науки этот переход происходит на полтора десятилетия позже, чем это могло бы быть.

Ситуация, когда какая-то ветвь советской науки, взятая как целое, длительное время противостоит в теоретических вопросах аналогичной мировой науке, не единична. Широко известно противостояние советской и мировой биологии в 1948–1964 гг. по поводу хромосомной теории наследственности, сходные события в химии, психологии, лингвистике, информатике. В 50-е годы в физике и астрономии были сделаны серьезные попытки отвергнуть квантовую механику, теорию относительности, теорию расширяющейся Вселенной. Интересно, что все случаи таких противостояний заканчивались единообразно – наша наука признавала свою неправоту и присоединялась к мировой, мировая же наука неправой не оказалась пока ни разу. Вряд ли будет исключением и противостояние в геологии. В чем суть и причина таких явлений – вопрос, заслуживающий отдельного рассмотрения.

ПЕРЕСТРОЙКА СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЛАВРАЗИЙСКИХ ПЛАТФОРМ В ФАНОРОЗОЕ

Смена структурных планов на докембрийских платформах Лавразии, которой принадлежит 75% объема фанерозойского осадочного чехла материков, происходила периодически. В то же время из палеомагнитных данных известен ритмический характер изменения позиции материков по отношению к оси вращения Земли. Сопоставление фанерозойской динамики этих двух, казалось бы независимых, событий составляет содержание настоящего раздела.

Низкая палеомагнитная изученность разрезов докембрийских платформ Лавразии заставляет использовать данные по составным континентам, присоединившимся блокам складчатых поясов и островных дуг, при том условии, что эти данные не искажают статистически обоснованное представление о движении материка как целого. Чтобы убедиться в этом, отдельно рассчитывались значения и строились возрастные кривые палеосклонения и палеонаклонения по складчатым поясам и платформам, кривые дивергенции угла φ – угла между вектором намагниченности и местным направлением аксиального геомагнитного диполя по ранее изложенной методике [Апарин, 1984а; Blackett et al., 1960]. Исходные данные взяты из [Палеомагнитные..., 1971, 1973, 1975. 1979, 1982; Irving et al., 1976]. Рассмотрим возрастное распределение палеомагнитных оценок перемещения каждого материка.

Северная Америка

В качестве палеомагнитных регионов были выделены: докембрийская платформа, Аппалачи, Скалистые горы, Кордильеры, распределение данных по которым показано в табл. 9. Расчеты велись на опорную точку (48° с.ш., 100° з.д.) в центре площади докембрийского фундамента материка [Апарин, 1984а].

На рис. 87 приведены по каждому региону графики возрастной зависимости угла φ , показывающего расположение региона относительно оси вращения Земли. Причина когерентности кривых заключена, видимо, в том, что движение блоков в крупном секторе литосферы было взаимосвязанным, имело общую компоненту для всех блоков [Апарин, 1984б]. Некоторые ритмы φ при этом идут в противофазе: так, Скалистые горы и Кордильеры в среднем триасе, Аппалачи и платформа в девоне. Однако пиковые значения даже в противофазе имеют разновозрастные позиции, что свидетельствует об одновременности проявления движущих сил. Когерентность графиков φ дает основание вычислить сводную кривую φ для всего континента, что, в частности, сделано и для Евразии (см. рис. 87).

Как видно на кривых, наиболее резкие изменения местоположения литосферных блоков Северо-Американского материка приходятся на интервалы: поздний кембрий—ранний ордовик, поздний силур—ранний девон (интервал обеспечен данными плохо), поздний девон—средний карбон, средний триас, средняя юра, мел, палеоген—неоген, которым соответственно принадлежат экстремальные значения относительной средней скорости перемещения блоков, вычисленные из φ . Вместе с тем в ходе кривых видна периодичность, которая соответствует трем известным циклам: каледонскому (кембрий—ранний девон), герцинскому (средний девон—средний триас), альпийскому (поздний триас—четвертичное время). Коллизии блоков складчатых поясов с кратоном приходятся на ниспадающие участки кривых φ , или минимумы φ .

Т а б л и ц а 9

Распределение использованных палеомагнитных данных по геологическим эпохам

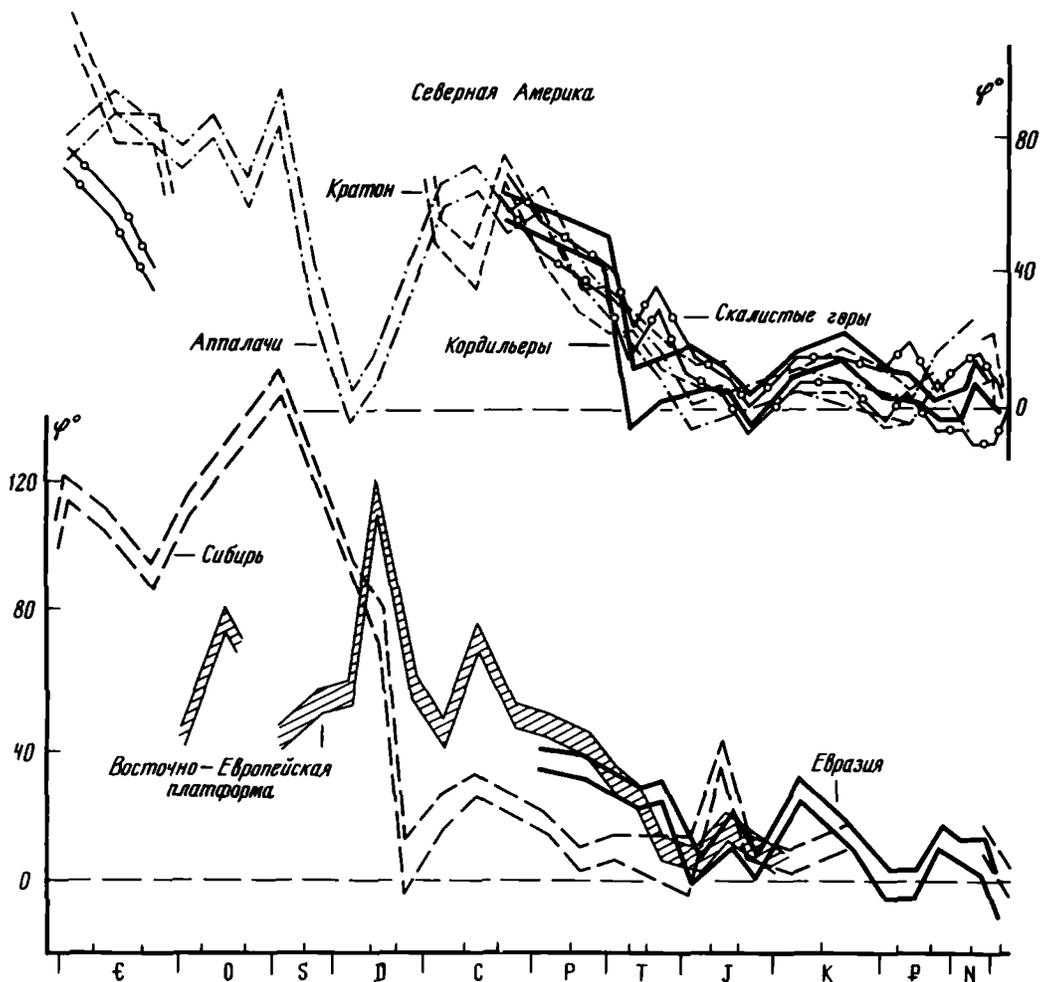
Регион	α , град	Є			О			S		D			C		
		р	с	п	р	с	п	р	п	р	с	п	р	с	п
Северная Америка															
Кратон	90	2	1	12	1	3	10			3	10	1	5	1	1
Аппалачи	60	$\frac{4}{0}$	$\frac{7}{4}$		$\frac{4}{0}$	$\frac{8}{2}$	$\frac{5}{2}$	$\frac{7}{5}$	$\frac{4}{0}$	$\frac{15}{7}$	$\frac{27}{16}$	$\frac{12}{4}$	$\frac{12}{0}$	$\frac{3}{0}$	$\frac{14}{0}$
Скалистые горы	90	2	2	5					2				1		
Кордильеры	60												$\frac{2}{0}$		
Европа															
Восточно-Европейская платформа	60				$\frac{3}{2}$	$\frac{2}{1}$		$\frac{1}{0}$	$\frac{4}{0}$	$\frac{11}{5}$	$\frac{3}{1}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{15}{0}$	$\frac{30}{0}$	$\frac{23}{0}$
Каледониды Западной Европы		$\frac{8}{6}$		$\frac{7}{2}$	$\frac{21}{2}$	$\frac{11}{6}$	$\frac{17}{7}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{19}{13}$	$\frac{18}{9}$	$\frac{9}{1}$	$\frac{16}{1}$	$\frac{16}{2}$	$\frac{19}{2}$	$\frac{15}{0}$
Сибирская платформа	90	3	13	14	5	6	2	2		6	2	4			
Сибирский континент	90	5	13	14	6	5	3	5		6	2	5	6	2	
Евразия	90														

П р и м е ч а н и е. α — угол фильтрации данных. В числителе — число данных, использованных в расчете, в знаменателе — отфильтрованных. Σ — сумма данных.

Эпохи: р — ранняя, с — средняя, п — поздняя.

Осадочный чехол Северо-Американского материка, как известно по вариациям объемов пород, формировался с определенной периодичностью, заданной ритмом вертикальных движений коры. В пространстве эта неравномерность также выражена в изменении географии зон погружения и поднятия коры. В раннем палеозое происходили крупные перемещения материка, недостаточно определенно еще восстановленные по палеомагнитным данным [Irving, 1981]. Вращение материка против часовой стрелки в интервале от кембрия до позднего ордовика достигло 90° , широтный дрейф в интервале от среднего ордовика до позднего силура превысил 30° . Смена расположения поясов погружения коры, как отклик на эти перемещения материка, произошла тоже достаточно выразительно [Stratigraphic..., 1975]. Так, в среднем кембрии—раннем ордовике области погружения были расположены сначала (средний кембрий) вдоль шовных зон платформы с Кордильерами и Аппалачами, а затем (поздний кембрий) на юге Мидконтинента. В среднем—позднем ордовике происходило поднятие западной части платформы, пограничной с Кордильерами. В силуре это поднятие увеличилось в виде расширявшегося к югу клина. Бассейны запада и юга полностью исчезли к концу силура. Полоса погружения сохранилась лишь на востоке. Внутри нее располагались бассейны Мичиган, Гудзон, Иллинойс, о-ва Королевы Елизаветы. Таким образом, поворот на большой угол материка относительно оси вращения Земли привел к смене бортов погружения вблизи шовных зон внутри материка, на платформе. Широтное движение материка во второй половине силура и позднекалендонская коллизия привели к поднятию значительной площади материка. Девонский период был переломным в истории перемещения материка и в формировании его осадочного чехла. На кривых φ видно, что девон является интервалом между двумя критическими рубежами: преддевонским — когда в результате коллизии с Европейским материком сформировался континент Евроамерика, и ранне-среднекарбонным — когда в результате схождения Гонд-

P		T			J			K		F			N		Q	Σ
р	п	р	с	п	р	с	п	р	п	р	с	п	р	п		
5	8	3	2	4	1			1	2	1	2				6	85
$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$			$\frac{16}{0}$	$\frac{1}{0}$			$\frac{4}{0}$		$\frac{2}{0}$	$\frac{1}{0}$				$\frac{1}{0}$	$\frac{149}{40}$
34	10	14	10	12	10	12	5	2	3	5	8	3	7	2	2	151
		$\frac{2}{0}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{9}{4}$	$\frac{4}{0}$	$\frac{7}{0}$	$\frac{8}{1}$	$\frac{13}{0}$	$\frac{26}{2}$	$\frac{6}{0}$	$\frac{22}{0}$	$\frac{14}{0}$	$\frac{31}{0}$		$\frac{49}{0}$	$\frac{197}{9}$
$\frac{21}{0}$	$\frac{110}{0}$	$\frac{29}{0}$	$\frac{9}{1}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$	$\frac{1}{0}$								$\frac{45}{0}$	$\frac{320}{13}$
$\frac{26}{0}$	$\frac{8}{0}$	$\frac{3}{0}$	$\frac{4}{0}$	$\frac{6}{0}$	$\frac{4}{0}$	$\frac{20}{0}$		$\frac{7}{0}$	$\frac{21}{7}$	$\frac{7}{0}$	$\frac{12}{3}$	$\frac{42}{14}$	$\frac{47}{11}$	$\frac{25}{8}$		$\frac{420}{97}$
5	2	55			1		1	6	1						3	126
	9	55			1	1	1	8	1						22	175
52	136	89	16	9	7	7	23	18	22	9	13	49	62	90	65	667



Р и с. 87. Возрастное распределение дивергенции φ лавразийских блоков; расстояние между линиями каждой кривой представляет доверительный интервал

ваны и Евроамерики возникла Пангея. На этих двух рубежах произошли заметные изменения направления и скорости перемещения плит, а также смена условий осадконакопления в Америке и Европе. После осушения платформы на границе силура—девона в середине девона снова началось погружение в поясе Предкордильерского прогиба на месте поднятия, возникшего в ордовике и силуре. В позднем девоне здесь образовались максимальные мощности осадков за всю палеозойскую историю бассейнов. Столь же интенсивно погружение в Преаппалачском прогибе. Силурийские бассейны по линии Гудзон—Мичиган—Иллинойс, наоборот, испытывали поднятие. Таким образом, в девоне произошла смена бортов погружения по сравнению с силуром. На рубеже девона—карбона обстановка осадконакопления резко изменилась, материк испытывал сильный подъем, вероятно, за счет интенсивной субдукции со стороны палео-Тетиса. В миссисипии погружение коры сосредоточено узкой полоской в зоне швов на юге материка, в основании клинообразного поднятия силура, девонские бассейны испытывали инверсию и быстрое обмеление. В раннем карбоне изменилось направление движения континента, приобретя широтный характер в среднем карбоне—позднем триасе, когда господствовал герцинский структурный план (см. рис. 87).

Эволюция герцинского плана поясов погружения коры коррелирует с ходом континентального дрейфа в герцинском тектоническом цикле. Ведущим процессом, определявшим события в тектоносфере, было широтное движение Гондваны, которая после закрытия палео-Тетиса, как бы подперев с юга Евроамерику, продвигала ее на север, а затем, в конце перми и начале триаса, Евроамерика испытывала вращение по часовой стрелке относительно оси вращения Земли. В ходе широтного дрейфа (средний карбон—ранняя пермь) пояс погружения был локализован на юге материка, в поздней перми с началом этапа вращения происходили подъем платформы, миграция зоны погружения на запад (Пермский бассейн). Простираение полосы погружения в поздней перми почти на 90° отличалось от такового в карбоне, а в триасе пояс небольших бассейнов был локализован в межгорных впадинах Кордильерского пояса. Триас и первая половина юрского периода в истории материка были геократическими, переходными от герцинского плана погружения коры к мезозойско-кайнозойскому, когда доминирующим фактором погружения коры в бассейнах стало раскрытие Северной Атлантики и надвиг блоков Кордильерского пояса на западную окраину материка. По палеомагнитным данным континента отметим интервал поздняя юра—поздний мел, когда движение палеомагнитного полюса происходило по часовой стрелке относительно современной географической сетки координат; с границы раннего—позднего мела или чуть позднее, с сеномана, — в обратную сторону, а в эоцене стабилизировалось и достигло позиции современных полюсов в неогене [Irving, 1979]. Зоны глубокого погружения коры в мезозое располагались на пассивной окраине континента в Атлантике и в полосе предгорных прогибов запада, крупнейшими из них являются Галф-Кост и Альберта. Максимальные мощности осадков в мезозое в этих бассейнах и многих других накопились в поздней юре—раннем мелу. В конце мела произошел спад темпа осадконакопления, а на рубеже мела—палеогена — перерыв. В кайнозое в краевых бассейнах депоцентры были смещены в сторону океана.

Европейский континент

В дополнение к ранее опубликованным расчетам по палеозою Восточно-Европейской платформы [Апарин, 1984а] отметим, что после раскола Пангеи в венде [Зоненшайн, Кузьмин, Кононов, 1984], в начале каледонского тектонического цикла, произошло разделение Лаврентии и Восточно-Европейского материка, на котором шло медленное погружение в прогибе, объединявшем Балтийскую, Московскую и Мезенскую синеклизы, вероятно, за счет растяжения коры и оживления сети рифейских авлакогенов, перешедших в режим синеклизного опускания. В начале кембрия погружение закончилось и возобновилось в том же прогибе в раннем ордовике в связи с ростом скорости спрединга в Япетусе и раскрытием Уральского океана. В силуре, на этапе сближения блоков Лаврентии и Восточно-Европейской платформы, осадконакопление происходило только в краевых прогибах. На границе силура и девона закрывается Япетус по линии каледонского шва Балтийского щита. Происходит подъем платформы в составе нового континента Евроамерики.

Сочленение материков породило сходство в формировании осадочного чехла Европейского и Северо-Американского материков на последующую историю вплоть до мелового периода, когда начался интенсивный спрединг в Атлантике. При этом, однако, сохранялась специфика развития поясов погружения коры. Блок Восточно-Европейской платформы находился под воздействием одновременно двух океанов: Уральского и палео-Тетиса, которые в герцинском интервале развивались удивительно синхронно [Зоненшайн, Кориневский и др., 1984]. Северная Америка испытывала воздействие палео-Тетиса и Тихого океана. В частности, девонский максимум палеозойского осадконакопления в пределах Восточно-Европейской платформы проявился более ярко, за счет вспышки рифтогенеза в среднем—позднем девоне, обеспечившего высокий темп погружения, некомпенсированного в ряде глубоких бассейнов, в частности в Днепровско-Донецком, Прикаспийском, Печорском. Это, на наш взгляд, обусловлено син-

хронностью фазы спрединга в Уральском океане и палео-Тетисе на рубеже среднего— позднего девона, что вызвало обстановку растяжения коры. Инверсия и обмеление бассейнов Восточно-Европейской платформы и полное их исчезновение в результате закрытия палео-Тетиса происходили одновременно с Северной Америкой по несколько иному сценарию. Сначала поднялась центральная часть платформы, затем в среднем карбоне с запада началось сокращение и обмеление Днепровско-Донецкой впадины. В позднем карбоне, когда литосферные блоки Сибири и Казахстана вплотную подошли к платформе, произошло почти полное исчезновение зон глубокого погружения. В перми формировался новый структурный план осадочного чехла Восточно-Европейской платформы — в интенсивное опускание был вовлечен весь пояс Предуральяского прогиба, образовавший меридиональную (в современных координатах) полосу погружения, аналогичную североамериканской в перми и триасе вдоль фронта Кордильер и Скалистых гор. Линейная локализация поясов погружения Евразии связана с вращением Пангеи в конце перми и в триасе.

Сибирский континент

История фанерозойских перемещений Сибирского материка содержит ряд пробелов из-за неполноты палеомагнитных данных по Сибирской платформе для среднего и позднего палеозоя. Наиболее изучены разрезы кембрия и ордовика. Значительное количество данных получено также по триасовым траппам. Чтобы увеличить плотность данных и закрыть хотя бы часть пробелов, мы использовали ряд данных по Саяно-Алтайской складчатой области, которая в палеозое стала составной частью Сибирского материка. При этом данные по разрезам складчатой зоны относятся в основном к позднему палеозою, когда каледонская коллизия платформы с саянскими блоками обеспечила когерентность их взаимных перемещений, а опорные данные по раннему палеозою получены на юге Сибирской платформы [Палеомагнитология, 1982; Палеомагнитные..., 1971, 1973, 1975, 1979, 1982]. Расчеты велись на опорную точку с координатами 108° в.д. и 65° с.ш. Как видно из приведенной кривой дивергенции (см. рис. 87), главный этап в перемещении литосферного блока Сибирской платформы приходится на конец раннего палеозоя, когда этот материк прошел значительную часть пути и вышел в среднепалеозойскую широтную зону расположения лавразийских блоков. Этот широтный дрейф закончился в девоне, после которого в движении Сибирского материка в равной мере присутствуют умеренные амплитуды широтных и вращательных (азимутальных) перемещений. Кроме того, на кривой φ для Сибири с девона видна ритмичность, совпадающая с таковой на кривой для Восточно-Европейской платформы (см. рис. 87), но менее контрастная, что, вероятно, связано с взаимодействием этих материков через движение блоков в Уральском океане и палео-Тетисе.

Формирование осадочного чехла Сибирской платформы в сопоставлении с двумя описанными выше платформами имеет существенные особенности. Интервалам максимальных погружений коры был венд-раннепалеозойский этап, когда Сибирский материк не был ограничен в своих движениях пограничными блоками. При этом фронтальной частью его перемещения был Иркутский амфитеатр, под который со стороны палео-Азиатского океана в ордовике была направлена зона субдукции [Зоненшайн, Кузьмин, Кононов, 1984]. Здесь и располагалась крупнейшая по амплитуде погружения коры зона платформы. Другая аналогичная зона занимала тыловую часть платформы на месте Енисей-Хатангского прогиба. Перикратонные опускания меньшей амплитуды были на востоке.

В силуре преобладали восходящие движения, характерные для всех лавразийских платформ. В среднем палеозое структурный план существенно изменился: значительное погружение началось в среднем девоне в Вилкойском авлакогене, умеренное опускание коры было в Тунгусской синеклизе, Енисей-Хатангском прогибе и в перикратонных прогибах вдоль западной границы платформы.

На рубеже девона—карбона происходил подъем всей территории Сибирской платформы, морское осадконакопление сохранялось только в Вилюйской синеклизе и краевых бассейнах, с севера, востока и запада обрамлявших материк. В формировании чехла и направлении движения материка наступил перелом, аналогичный описанному выше на Евроамериканском континенте, но проявившийся не так контрастно, как это было в истории Восточно-Европейской платформы. В раннем карбоне Сибирская платформа была рассечена Ангаро-Вилюйским прогибом, где преобладала низкая скорость осадконакопления, в то же время в краевых зонах севера и востока сохранялся высокий темп опускания коры.

В позднем палеозое продолжались умеренной амплитуды погружения в Тунгусской и Вилюйской синеклизах и интенсивные погружения в краевых прогибах, в Приенисейской, Верхоянской и Хатангской зонах. Несмотря на малые амплитуды погружения в бассейнах среднего и позднего палеозоя Сибирской платформы, перестройки структурного плана чехла во времени имеют общие черты с таковыми других лавразийских платформ. В первую очередь это периодичность перестроек, которая на всех платформах имеет примерно одни и те же возрастные рубежи. География зон погружения Сибирского материка связана с перемещением блоков литосферы в окружающих океанах в среднем и позднем палеозое, с собственными движениями — в раннем палеозое и венде. В частности, в перми стали более выраженными краевые зоны погружения на востоке и западе меридионального простирания, связанные с закрытием Уральского океана и надвигом мезозойских блоков с востока, за счет перемещений плит в Тихом океане.

Северная Евразия

Закрытие Уральского палеоокеана в конце палеозоя привело к образованию нового континента — Евразии, площадь которого значительно возросла в конце триаса, когда в ходе раннекимерийской коллизии в состав материка вошли Южно-Китайская и Китайско-Корейская платформы, блоки Тарима, Северного Тибета, Южного Памира, Ирана, Афганистана, Индокитая [Белов и др., 1985]. Однако в расчетный массив данных по Евразии здесь включены материалы только по северным блокам, где имеются более полные возрастные ряды данных из регионов, формирующих Евразию "стабильную". В основном это Восточно-Европейская и Сибирская платформы, каледониды Западной Европы (см. табл. 9). Расчет велся относительно центра докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (54,5° с.ш., 32° в.д.). На кривой φ Северной Евразии (см. рис. 87) заметно сходство рисунка изменения направления перемещения материка после перми с ходом кривых φ по Северной Америке (см. рис. 87) и Африки [Апарин, 1984б].

В триасе континентальный сектор литосферы — Пангея, продолжая перемещение на север с поворотом, испытала замедление и в среднем триасе—ранней юре изменила направление движения. За счет различной скорости континентов произошло их разделение. Рифтогенез распространился не только вдоль шовных зон, по границам зарождавшихся океанов, но и внутри материков в регионах с относительно молодой, палеозойской континентальной корой, не прошедшей стадию гранитно-метаморфической консолидации. В результате на коре такого типа возникли крупнейшие по площади бассейны в пределах молодых платформ, где позднепермские и триасовые отложения, как правило, входят в промежуточный, тафрогенный структурный этаж [Кучин и др., 1984].

В юре направление движения Евразии снова изменилось (см. рис. 87). В бассейнах рифтогенного происхождения в пределах молодых платформ с юры начал формироваться новый структурный этаж уже в режиме синеклизного опускания.

Начиная с кимериджа, в стадию спрединга в Атлантическом и Тихом океанах Евразия испытала поворот по часовой стрелке в ходе юрско-мелового ритма перемещения (см. рис. 87), а в крупнейших мезозойских нефтегазоносных бассейнах материков и акваторий формировался планетарный ритм интенсивного погружения коры (позд-

няя юра—мел). Пиковые скорости осадконакопления фиксируются в этом интервале в бассейнах Западно-Сибирской, Скифско-Туранской, Среднеевропейской плит, Мексиканского и Персидского заливов, в прогибах Енисейско-Хатангском, Альберта, Вилюйской синеклизе и других бассейнах меньшего объема. Скорость спрединга во всех океанах возрастала от конца неокома до сеномана, а в начале сенона начала резко падать до рубежа мела—палеогена [Sclater et al., 1980]. Спад скорости спрединга привел к резкому снижению темпа погружения в краевых и континентальных бассейнах платформ, а в начале палеогена — к перерыву в осадконакоплении. Применительно к Евразии в качестве основного фактора здесь, казалось бы, можно было привлечь закрытие Тетиса и коллизию с блоком Индостана. Однако синхронность окончания мелового осадочного ритма в столь удаленных от зоны Тетиса бассейнах, таких, как Альберта, Вилюйская синеклиза, Северное море, Аляска, свидетельствует об источнике большего масштаба, которым является в данном случае само движение плит, зафиксированное в палеомагнитных данных и в величине площади новообразованного океанического дна [Sclater et al., 1980].

География зон погружения на плитах с континентальной корой зависит от распределения зон деструкции, унаследованных нередко с докембрия, где кора имеет пониженную вязкость. Вместе с тем в каждом тектоническом цикле интенсивно "работает" преимущественно одна или две зоны, остальные находятся вне сферы действия факторов погружения коры. Как известно, к таким факторам относятся процессы на окраине континента. Так, на активной окраине источниками погружения выступают взаимодействие плит, субдукция, тепловой диапир под краем континента, задуговой спрединг, коллизия блоков с континентом, в финале которой возникает бассейн форланда. На пассивной окраине погружение реализуется в условиях растяжения литосферы, рифтогенеза, изгиба литосферы по мере ее утяжеления и удаления от оси спрединга. Приведенные материалы показывают, что фактором погружения коры является не только пограничное влияние океана, но и в целом движение блоков и плит в нескольких океанах. Это выражается, во-первых, в периодизации эпох погружения коры, в смене структурных планов чехла и хронологической сопряженности осадочных ритмов и ритмов перемещения материков, в частности лавразийских.

Закрытие этих океанов произошло практически одновременно, что маркируется поздневизейским седиментационным рубежом [Соловьева, 1980]. Герцинский план Евроамерики в значительной мере формировался под влиянием коллизии с Гондваной, когда на обеих платформах материка к началу перми почти исчезли глубокие бассейны. В перми в ходе вращения Евроамерики в составе Пангеи возникли линейные пояса погружения, почти параллельные друг другу в зонах надвига Уральского хребта и Кордильер. В мезозое особенности структурных планов чехла вновь объясняются тем, что латеральное воздействие океана на Европейский материк почти не сказывалось, в то время как Сибирская платформа находилась в зоне влияния событий в Тихом и Северном Ледовитом океанах, а Северная Америка — в зоне воздействия трех океанов. Несмотря на это, степень одновременности погружения коры в мезозойских бассейнах весьма высока в силу некоторой синхронности фаз спрединга в большинстве океанов, главным образом в Тихом и Индийском. Этому же способствовало закрытие Тетиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Абесадзе М., Цимакуридзе Г., Пландерова С.* Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива (Грузия) // Геол. пр. 1980. Спр. 74. С. 137–143. На болгар. яз.
- Абрамович Г.Я.* Ассоциация эндогенных формаций и эндогенные процессы в докембрии Восточного Саяна // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 43–52.
- Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
- Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 247 с.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 12–21.
- Ажирей Г.Д.* О книге "Глобальная тектоника, магматизм и металлогения" // Геология руд месторождений. 1977. № 4. С. 125–132.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Левков Э.А.* Геодинамические условия формирования земной коры территории Белоруссии и сопредельных областей // Докл. АН БССР. 1985. Т. 29, № 12, С. 1117–1120.
- Айзберг Р.Е., Левков Э.А.* Герцинские системы разломов (геодинамический анализ) // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31, № 4. С. 343–346.
- Аксаментова Н.В., Найденов И.В.* Тектоника кристаллического фундамента Белорусско-Прибалтийского региона // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1984. С. 26–34.
- Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
- Алпорт Я.* Древние супракrustальные породы с возрастом свыше 3760 млн лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть Западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188–201.
- Адтухов Е.Н.* Тектоника и металлогения юга Сибири. М.: Недра, 1986. 247 с.
- Альмухамедов А.И., Жюто Т., Матсеенков В.В.* и др. Геохимия низкокальциевых толеитов Красного моря // Геохимия. 1983. № 9. С. 1289–1303.
- Апарин В.П.* Вариации скорости перемещения Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ и история формирования их осадочных бассейнов в палеозое // Геология и геофизика. 1984а, №9. С. 26–34.
- Апарин В.П.* Вариации скорости перемещения литосферных плит в фанерозое и периодичность тектогенеза // МГК 27-я сес. Тез. докл. М.: Наука, 1984б. Т. 4. С. 17.
- Артемьев М.Е., Голланд В.Э., Нишури Г.А.* Новые данные по изостазии Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 2. С. 3–15.
- Артемьев М.Е., Кабан М.К.* Изостазия и кросс-спектральный метод ее изучения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 11. С. 85–98.
- Артюшков Е.Е.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
- Артюшков Е.В.* Выявление роли растяжения в образовании глубоких прогибов на континентальной коре // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 6. С. 1341–1344.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Механизм образования глубоководных впадин внутренних морей Средиземноморского пояса // Тектоника Средиземноморского пояса. Тез. докл. М., 1988. С. 57.
- Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И.* Тектоническое строение фронтальной части Ватынского покрова (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 225. № 1. С. 157–160.
- Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М.* Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–183.
- Баженов М.А., Вестфаль М.В., Печерский Д.М., Лаур Ж.П.* Палеомагнитные данные об эволюции Тетиса от Атлантического океана до Памира начиная с триаса // История океана Тетис. М.: ИОАН СССР, 1987. С. 20–39.
- Балакина Л.М.* Ориентация напряжений в очагах Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 5. С. 16–30.
- Баранов Б.В., Лобковский Л.И.* Землетрясения цунами в тылу островных дуг // Оперативный и долгосрочный прогноз цунами. Владивосток, 1983. С. 95–112.
- Беличенко В.Г.* Соотношение каледонид Байкальской горной области с герцинидами Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1982. № 10. С. 12–20.

- Белов А.А. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция) // Геотектоника. 1973. № 1. С. 65–80.
- Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.
- Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.О., Швольман В.А. Позднепалеозойское–ранне-мезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21–30.
- Белоусов В.В. Об одной гипотезе развития океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Вып. 4. С. 92–114.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 260 с.
- Белоусов В.В. Выступление на собрании Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР 13 марта 1984 г. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 57–58.
- Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. № 4. С. 85–101.
- Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника, история геологического развития и общие черты металлогении Охотско-Чукотского вулканоогенного пояса // Рудоносность вулканических образований Северо-Востока СССР. Магадан, 1967. С. 9–21.
- Бен-Аврахам З., Нур А., Джонс Д., Кокс А. Континентальная аккреция: от океанических плато к аллохтонным массивам // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 101–121. Пер. с англ.
- Берзин Н.А. Меланжево-олистоострововая ассоциация Хемченско-Систигемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979. С. 104–129.
- Бискэ С.Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 268 с.
- Богатиков О.А., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика // Петрология: МГК. 27-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 3–14.
- Богатиков О.А., Марков М.С., Новикова А.С., Штрейс Н.А. Особенности развития земной коры в раннем докембрии – факты и гипотезы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 11–17.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кебезинский П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. и др. Океанические олистоостровы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море) // Геотектоника. 1982. № 5. С. 74–81.
- Божко Н.А. Офиолиты центральной части Западного Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1975. Т. 203, № 2. С. 421–424.
- Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скальвания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 159–161.
- Борисов Б.А. Старейший “новый взгляд”: Рецензия на книгу С. Уеда // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Вып. 5. С. 116–118.
- Боровиков А.М. О фактическом состоянии тектонической терминологии // Геотектоника. 1968. № 1. С. 3–7.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 153 с.
- Борукаев Ч.Б. Геодинамические обстановки в раннем докембрии // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 238–251.
- Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1987. 190 с.
- Бочарова Н.Ю., Кононов М.В. Возможные методы определения эйлеровых полюсов вращения литосферных плит, М.: ИОАН, 1988. 21 с. Деп. в ВИНИТИ 25.05.88, № 4128-B88.
- Брагин Н.Ю. Микрофауна и стратиграфия триасовых кремнистых толщ Востока СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИИ АН СССР, 1988. 22 с.
- Бызова С.Л., Бээр М.А. Основные особенности тектоники советской части флишевых Карпат // Геотектоника. 1974. № 6. С. 81–96.
- Бялбжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района // Геотектоника. 1981. № 3. С. 94–106.
- Василенко В.Н. Термобарогеохимические критерии колчеданосности в Сибайском рудном поле (Южный Урал) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. Свердловск: СГИ, 1984. Вып. 6. С. 92–101.
- Викулин А.В. Вариант долгосрочного сейсмического прогноза для Камчатского залива и Кроноцкого полуострова // Вулканология и сейсмология. 1986. № 3. С. 72–83.
- Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 71–78.
- Власов Г.М. Островные дуги и новая глобальная тектоника // Геотектоника. 1976. № 1. С. 5–16.
- Волобуев М.Н., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Геохронология докембрийских гранитов Восточного Саяна и Западного Прибайкалья // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 66–80.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А. и др. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе // Геотектоника. 1981. № 5. С. 23–33.
- Гарецкий Р.Г., Клаушин С.В. Глубинное строение Припятакского палеорифта // Докл. АН СССР. Т. 297, № 6. С. 1438–1442.
- Гафбаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фунда-

- мента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43–57.
- Геотектоника и полезные ископаемые. М.: ГКНТ, 1976. 155 с.
- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. 462 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист 0–46 (47). Красноярск, 1978. С. 168.
- Геология СССР. Т. 18. Якутская АССР. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1979. 411 с.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. 151 с.
- Глевацкий Е.Б. Палеотектоника и история развития Украинского щита с неомобилистских позиций // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев: Наук. думка. 1983. С. 44–48.
- Глевацкий Е.Б., Каляев Г.И. Палеотектонические реконструкции железорудных формаций Украинского щита. Киев, 1986. 35 с. Препр.
- Глевацкий Е.Б., Кривдик С.К. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. думка. 1981. 227 с.
- Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1975. № 5. С. 126–128.
- Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 107 с.
- Глуховский М.З., Кац Я.Г., Моралев В.М. О нуклеарах континентов Мира // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 8. С. 14–19.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. Новые аспекты геотектоники и минерации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 11. С. 5–20.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. Кольцевые структуры ранних стадий развития Земли // 27-я сес. МГК. Докл. Т. 19. Сравнительная планетология. М.: Наука, 1984. С. 65–74.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В., Моралев В.М. Кольцевые структуры и гранито-гнейсовые купола // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 94–106.
- Гордиенко И.В. Магматизм и геодинамика палеозоя северной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика. 1984. С. 19–30.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 280 с.
- Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм // Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 21–31.
- Горшкова Т.А., Симоненко Т.Н. О морфологии магнитного поля материков и океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Вып. 4. С. 5–13.
- Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса – главные корообразующие структуры раннего докембрия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 84–94.
- Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.Д. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алякватваамской зоны Корякского хребта // Геотектоника. 1984. № 3. С. 88–99.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Офиолиты Корякского нагорья // Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 12–13.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987а. С. 132–159.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987б. С. 198–245.
- Гросс Д.И., Батт У.Д. Факторы, контролирующие гетерогенное распределение металлогенических ассоциаций в архейских зеленокаменных поясах на примере Западно-Австралийского щита // Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С. 133–143.
- Гусев Г.С., Гладких В.С., Мусатов Д.И., Песков А.И. Разрез докембрийской океанической коры Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, 1987. С. 177–179.
- Джордан Т.Х., Минстер Дж.Б. Измерения деформаций земной коры на западе США // В мире науки. М.: Мир, 1988. № 10. С. 24–33. Пер. с англ.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 198 с.
- Добрецов Н.Л. О покровной "тектонике" Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191–219.
- Жабин А.Г. Онтогенез минералов // Агрегаты. М.: Наука, 1979. 25 с.
- Зайков В.В. О латеральной неоднородности состава колчеданосных вулканических комплексов Южного Урала и Тувы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 5. С. 1205–1209.
- Зайков В.В. Трещинные вулканические аппараты офиолитовых комплексов (на примере Южного Урала) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 6. С. 1472–1475.
- Зайков В.В., Зайкова Е.В., Кашинцев Г.Л. О петрохимической неоднородности базальтоидов офиолитовой ассоциации Мугоджар // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 5–13.

- Зайков В.В., Зайкова Е.В., Кориневский В.Г. О возможных аналогах металлоносных осадков и железомарганцевых конкреций в силуре Южного Урала // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 178–189.
- Зайков В.В., Масленников В.В. Придонные сульфидные постройки на колчеданных месторождениях Урала // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 181–184.
- Зайкова Е.В. Генетическая разнородность палеозойских кремнистых пород Северных Мугоджар // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 5. С. 1206–1209.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский В.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 332 с.
- Зиновенко Г.В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Минск: Наука и техника, 1986. 215 с.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // Тектоника: МГК. 27-я сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 48–59.
- Зоненшайн Л.П. Движение литосферных плит и формирование складчатых поясов // Динамика эволюции литосферы. М.: Наука, 1986. С. 16–32.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Наука, 1984. С. 6–57.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // Палеоокеанология: МГК. 27-я сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 35–45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм, металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Фанерозойские палинпластические реконструкции территории СССР // Геотектоника. 1987а. № 6. С. 3–19.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Краткий очерк тектоники плит территории СССР // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. Л.: Недра, 1987б. С. 10–32.
- Зоненшайн Л.П., Савостян Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостян Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Кориневский В.Г. и др. Первые находки конодонтов в зеленокаменных толщах Мугоджар // Ежегодник, 1982. Свердловск: Институт геологии и геохимии УИЦ АН СССР, 1983. С. 3–6.
- История развития Уральского палеоокеана. М.: ИОАН СССР, 1984. 163 с.
- Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные геологии. М.: Наука, 1985. 110 с.
- Казимиров А.Д., Крылов К.А. Терригенный меланж в структуре Олюторского полуострова (Камчатка) // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по морской геологии, геофизике и геохимии (Владивосток, 12–18 октября 1987 г.). Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. Ч. 1. С. 196–198.
- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206.
- Казьмин В.Г., Левченко О.В. Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1986. С. 159–175.
- Казьмин В.Г., Михайлов И.А., Шатский В.Н. Рифтовые структуры Северо-Западной Сирии // Сов. геология. 1964. № 6. С. 38–48.
- Казьмин В.Г., Саидова Х.М., Сборщиков И.М. Раннекембрийская складчатость на Кавказе // 3-й семинар "Геодинамика Кавказа": Тез. докл. Ереван, 1986. С. 58–59.
- Калев Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит // Геол. журн. 1976. Т. 36, № 1. С. 29–41.
- Калев Г.И., Глевоцкий Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка. 1984. 239 с.
- Карасик А.М., Меркуров С.А., Митин Л.И. и др. Основные особенности раскрытия дна Аравийского моря по данным систематической магнитной съемки // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 4. С. 933–938.
- Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.
- Карп Б.Я., Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Строение возвышенности Обручева по сейсмическим данным // Методика и результаты морских сейсмических исследований. Владивосток: ДВНЦ, 1983. С. 8–12.
- Кашинцев Г.Л., Зайков В.В. Пикриты ультраосновного состава Мугоджар // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 121–128.
- Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии. М.: Наука, 1987. 165 с.
- Кириллова И.В., Петрушевский Б.А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 1. С. 5–22.
- Клигин К.А., Павлова Т.Г. Офиолитовый комплекс байкальской складчатой области //

- Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 2. С. 413–416.
- Книппер А.Л.** Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 200 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А.Л.** Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–66.
- Книппер А.Л., Руженцев С.В., Соколов С.Д.** Тектонические брекчи как показатель спойных срывов земной коры // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 172–179. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Книппер А.Л., Соколов С.Д.** Предверхненонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника. 1974. № 6. С. 74–80.
- Ковалев А.А.** Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985. 223 с.
- Коган М.Г., Магницкая Е.И., Чернова Н.И.** Кросс-спектральный метод исследования изостазии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 11. С. 71–84.
- Козубова Л.А.** Ультраморфизм в сводово-глыбовых поднятиях активизированных областей Забайкалья // Геология и геофизика. 1976. № 6. С. 85–108.
- Колман Р.Г., Донато М.М.** Еще раз об океанских плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
- Колтыпин А.В., Кононов М.В.** История формирования позднемеловых–палеогеновых островных дуг Корякского нагорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 25–38.
- Конди К.** Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 388 с.
- Кононов М.В.** Абсолютные движения плит Тихого океана по палеомагнитным и палеоклиматическим данным и по траекториям горячих точек // Океанология. 1984. Т. 29. С. 484–492.
- Косыгин Ю.А.** Тектоника / 2-е перераб. и доп. изд. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Кравчинский А.Я.** Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М.: Недра, 1977. 94 с.
- Кренер А.** Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // 27-я сес. МГК. Докл. Т. 5. Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С. 106–119.
- Кривцов А.И.** Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.
- Крылов К.А.** Особенности структурного положения плагиогранитов в Эконайской системе покровов (Корякский хребет): Тез. 5-й конф. молодых науч. сотр. Геол. ин-та АН СССР. М., 1986. С. 1–3.
- Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
- Кун Т.** Структура научных революций / 2-е изд. М.: Прогресс, 1977. 300 с.
- Кукин Н.Я.** и др. Новые представления о тектонике и нефтегазоносности доюрских отложений Западной Сибири // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 95–102.
- Левашов К.К.** Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 199–206.
- Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж.** Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Лобковский Л.И.** Новый подход к анализу региональных геологических процессов: двухмасштабная тектоника плит // Современные методы морских геологических исследований: II. Вессоюз. совещ. М.: ИОАН СССР, 1987. Т. 3. С. 61–62.
- Лобковский Л.И.** Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры // Докл. АН СССР. 1988а. Т. 302, № 1. С. 62–67.
- Лобковский Л.И.** Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988б. 252 с.
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В.** К вопросу о возникновении цунами в зонах поддвига // Процессы возбуждения и распространения цунами. М.: ИОАН СССР, 1982. С. 7–17.
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В.** Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Докл. АН СССР, 1984. Т. 275, № 4. С. 843–847.
- Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В.** Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 3–11.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г.** Тектоника литосферных плит и происхождение цунамигенных землетрясений // Докл. АН СССР, 1979. Т. 251, № 5. С. 1092–1095.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г., Шеменда А.И.** Моделирование деформаций островных дуг, приводящих к образованию тектонических террас и возникновению цунамигенных землетрясений // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 1. С. 74–77.
- Ломизе М.Г.** Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 3. С. 48–69.
- Ломизе М.Г.** Тектоническая эрозия, аккреция и стабильное состояние в развитии ламинарных систем // Тектоника: МГК. 27-я сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 303–305.
- Ломизе М.Г.** Тектоническая эрозия в лиминарных и островодужных системах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1988. № 2. С. 3–18.
- Лукашевич И.П., Приставакина Е.И., Горшков А.Г.** Классификация толеитовых океанических базальтов по химическому составу стекол // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 3. С. 673–677.
- Луцк Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

- Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 317 с.; Т. 2. 277 с.
- Марков М.С. Ранние стадии развития Земли и сравнительная планетология // МГК. 27-я сесс. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1984. Т. 19. С. 50–57.
- Марков М.С., Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М. и др. Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых Академии наук СССР // Геотектоника. 1974. № 3. С. 27–35.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н. Обоснование возраста рудоносных комплексов бурибаевского рудного района по фауне конодонтов. Уфа: БФАН СССР, 1984. 45 с.
- Матвеев В.В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. 1983. № 4. С. 26–36.
- Медно-колчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 288 с.
- Мерзляков В.М., Шпикерман В.И. Стратиморфная рудоносность Омудевского поднятия // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 67–72.
- Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973. 157 с.
- Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
- Митрофанов Г.Л. Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в Северо-Западном Забайкалье // Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск, 1978. С. 38–56.
- Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 14. С. 28–38.
- Мицкевич Б.Ф., Беспалько Н.А., Заяц А.П. и др. Редкие щелочные металлы в породах Украины. Киев: Наук. думка, 1976. 232 с.
- Миясиро А., Аки К., Шенгер А.Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 288 с.
- Монин А.С., Лисицын А.П., Сорохтин О.Г. А все-таки континенты движутся // Правда. 1977. 17 апр.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 1. С. 63–67.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и континентов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 945–949.
- Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
- Моралев В.М., Глуховский М.З. О тектонике фундамента Сибирской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985а. № 10. С. 20–26.
- Моралев В.М., Глуховский М.З. Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Докл. АН СССР. 1985б. Т. 284, № 2. С. 427–431.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 313 с.
- Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Наливкина Э.Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977. 183 с.
- Нечаев С.В., Кривдик С.Г., Семка В.А. и др. Минерализация олова, вольфрама и молибдена в Украинском щите. Киев: Наук. думка, 1986. 212 с.
- Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Механика деформированного твердого тела. М.: ВИНТИ, 1983. С. 149–230. (Итоги науки и техники; Т. 16). Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 471 с.
- Обручев В.А. Пульсационная гипотеза геотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 12–30.
- Овчинников Л.Н., Лутков Р.И. Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.
- Океанология. Геофизика океана. Ч. II. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 219.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полосу. Данные по СССР. 1971. Вып. 1. 124 с.; 1973. Вып. 2. 88 с.; 1975. Вып. 3. 43 с.; 1979. Вып. 4. 51 с.; 1982. Вып. 5. 30 с.
- Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 310 с.
- Палеотектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1983. 180 с.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–24.
- Пейве А.В. Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 95–122.
- Пейве А.В., Якиши А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 5–23.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н. Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–104. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Перфильев Ю.С., Романько Е.Ф., Чальян М.А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана // Геотектоника. 1983. № 6. С. 60–72.
- Похвиснева Е.А. Геология Памира по новым данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Вып. 4. С. 8–39.
- Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973. 100 с.
- Прокин В.А., Богоявленская О.В., Масленников В.В. Условия нахождения фауны на медно-колчеданных месторождениях Урала // Геология руд. месторождений. 1985. № 1. С. 114–117.

- Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектонические движения в океанах // Геотектоника. 1978. № 1. С. 3–18.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рудич Е.М.* Атлантический океан и дрейф континентов. М.: Наука, 1977. 176 с.
- Рудик В.А., Соболев Э.В.* Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
- Руженцев С.В.* Сорванные покровы и структурная расчлененность литосферы // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 6–14. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д.* Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 63–80.
- Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625–638.
- Рябчиков И.Д., Грин Д.Х.* Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–18.
- Рябчиков И.Д., Ионов Д.А., Козарко Л.Н., Коваленко В.И.* Вариации химического состава мантийных перидотитов как результат различных степеней плавления первичной мантии: модельный подход // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 185–189.
- Рябчиков И.Д., Маккензи У.С.* Растворимость жаденита в воде при 20 и 30 кбар // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 125–128.
- Саидова Х.М., Казьмин В.Г., Сборщиков И.М.* и др. Новые данные о стратификации дисковой серии Сванетии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 407–409.
- Сборщиков И.М.* Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис. М.: Наука, 1988. 204 с.
- Свириденко В.Г.* Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Панноно-Динарскому региону (критический обзор) // Геотектоника. 1978. № 1. С. 94–105.
- Селиверстов Н.И.* Строеие зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 53–67.
- Селиверстов Н.И., Баранов Б.В., Егоров Ю.О., Шкира В.Н.* Новые данные о строении южной части Командорской котловины по результатам работ в 26-м рейсе нис "Вулканолог" // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 21–28.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Сидоров А.А., Найборodin В.И.* О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 1. С. 188–191.
- Синцов А.В.* Влияние разломов на морфологию и размещение палеозойских гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 114–120.
- Славин В.И.* Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 987–989.
- Смирнов В.И.* Проблемы металлогении // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1979. № 6. С. 14–28.
- Смит Дж.В.* Развитие системы Земля–Луна и выводы применительно к геологии ранней Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 9–28.
- Современные идеи теоретической геологии / И.И. Абрамович, В.В. Груза, И.Г. Клушин и др. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Соколов С.Д.* Экзотические толщи раннего мезозоя севера Тихоокеанского пояса // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 1. С. 291–293.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А.* Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований // Геол. журн. 1972. Т. 32, вып. 4. С. 3–11.
- Соловьева О.А.* Визейский тектоно-седиментационный и палеогеографический рубежи // Тр. 8-го МК по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1980. Т. 6. С. 156–161.
- Сорохтин О.Г.* Возможный механизм образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 7. С. 3–19.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов. М.: ВИЭМС, 1985. 47 с. (Общ. и регион. геология. Геол. картирование: Обзор).
- Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкина и др. М.: Наука, 1985. 203 с.
- Твалчрелидзе Г.А.* Мобилизм или классическая геотектоника // Рудные месторождения. М.: ВИНТИ, 1979. Т. 9. 114 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. // М.: Мир, 1988. 379 с.
- Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. 247 с.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 531 с.
- Тильман С.М.* Рифейская и фанерозойская истории Северо-Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогене. М.: Наука, 1986. С. 128–142.
- Тильман С.М.* Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 5. С. 1220–1222.

- Тимофеев Б.В.* Микрофоссилии докембрия Украины. Л.: Наука, 1973. 58 с.
- Уеда С.* Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1979. 213 с.
- Усов М.А.* Геотектоническая теория саморазвития Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 3–11.
- Устрицкий В.И., Храмов А.И.* К истории формирования северной части Тихоокеанского подвижного пояса // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1987. С. 239–276.
- Ушаков С.А.* Строение и развитие Земли. М.: ВИНТИ, 1974. 269 с. (Итоги науки и техники. Физика Земли; Т. 1).
- Федорчук А.В., Гулько Н.И., Ефремова Л.Б.* Геохимия редкоземельных элементов в базальтах кремнисто-вулканогенной ассоциации Олюторского хребта (Берингоморский регион) // Геохимия. 1987. № 6. С. 124–136.
- Федотов С.А.* Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии. М.: Наука, 1965. С. 66–93. (Тр. ИФЗ АН СССР; № 36).
- Филатова Н.И.* Особенности тектонического строения Охотско-Чукотского вулканического пояса // Изв. вузов, геология и разведка. 1985. № 10. С. 55–63.
- Филатова Н.И.* Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85–101.
- Филатова Н.И.* Приокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 268 с.
- Филатова Н.И., Егоров И.В., Дворякин А.И.* и др. Структуры континентальной и переходной коры на космических снимках. М.: Недра, 1984. 210 с.
- Флюидный режим формирования мантийных пород / Ф.А. Летников, Г.Д. Феоктистов, И.М. Остафийчук и др. Новосибирск: Наука, 1980. 143 с.
- Фомин А.Б.* Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 232 с.
- Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Хашин В.Е.* Происходит ли научная революция в геологии? // Природа. 1970. № 1. С. 7–19.
- Хашин В.Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза // Геотектоника. 1978. № 3. С. 3–19.
- Хашин В.Е.* Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 7–15.
- Хашин В.Е., Ясаманов И.А.* Парадокс позднепротерозойских оледенений и дрейф материков // Вестн. МГУ. 1986. № 1. С. 15–25.
- Харлаев У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г.* и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Хизен Б.К.* Ложе океанов // Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. С. 114–158.
- Хомизури Г.П.* Развитие понятия "теосинклиналь". М.: Наука, 1976. 235 с.
- Храмов А.Н.* Палеомагнитология. Л.: Наука, 1982. 312 с.
- Хренов П.М.* Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Наука, 1981. 220 с.
- Хренов П.М., Бухаров А.А.* Краевые вулканоплутонические пояса Северо-Ахитканского кратона // Сов. геология, 1972. № 4. С. 21–34.
- Цуканов В.А.* Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья. Киев: Наук. думка, 1977. 162 с.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н.* Эволюция зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 26–40.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В.* и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозой // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–83.
- Шейнманн Ю.М.* Новая глобальная тектоника и действительность // Ст. 1: Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. № 5. С. 5–28. Ст. 2: Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. № 1. С. 5–26.
- Шеменда А.И.* Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (по результатам физического моделирования) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. С. 346–350.
- Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А.* О возрасте гранитов баргузинского комплекса по данным рубидий-стронциевого метода // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали. Л.: 1980. С. 108–115.
- Шило Н.А.* Океан для Земли // Техника – молодежи. 1980. № 1. С. 4–6.
- Шило Н.А.* Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 398 с.
- Шило Н.А., Сидоров А.А.* Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения Восточно-Азиатских вулканических поясов советского Дальнего Востока // Тр. выезд. сес. Отд. наук о Земле на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1967. Вып. 4. С. 80–92.
- Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Сидоров А.А.* Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов – особенности строения, магматизма и металлогении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 2. С. 24–31.
- Шрейдер А.А.* Распределение относительных мгновенных скоростей спрединга в Индийском океане // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 178–186.
- Щербак Н.П., Бартицкий Е.В., Бибикова Е.В., Бойко В.Л.* Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 73–82.
- Щербак Н.П., Бартицкий Е.В., Бибикова Е.В.*

- и др. Изотопная геохронология древнейших пород Украинского щита // *Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала*. М.: Наука, 1986. С. 37–76.
- Щербак Н.П., Бибикина Е.В.** Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // *Геология докембрия*. М.: Наука, 1984. С. 3–14.
- Щербак Н.П., Калев Г.И.** Тектоника и стратиграфия раннего докембрия Украинского щита // *Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия*. М.: Наука, 1986. С. 17–27.
- Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И.** и др. Гранитоидные формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 192 с.
- Эпштейн О.Г., Соловьева М.Н., Терехова Г.П.** Палеозой Корякского нагорья (фауна фораминифер, биостратиграфия) // *Вопросы микропалеонтологии*. М.: Наука, 1985. № 27. С. 47–77.
- Яшин А.Л., Артюшкова Е.В., Шлезингер А.Е.** Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования // *Докл. АН СССР*. 1977. Т. 234, № 5. С. 789–794.
- Abe K.** Lithosphere normal faulting beneath the Aleutian trench // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1972. Vol. 5. P. 190–198.
- Aïstov L., Melnikov B., Krivyakin B.** et al. Geology of the Khur area (Central Iran) / V/O Techno-export. Moscow, 1984. 132 p.
- Akyurek B., Bilginer E., Akbas B.** et al. Ankara-Elmadag kalcik dolayining temel geoloji // *Özellikleri. Geoloji Mühendisliği*. 1984. N 20. S. 31–46.
- Allmendinger R.W., Nelson K.D., Potter C.J.** et al. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 304–310.
- Alsharhan A.S., Kendall Ch.G.C.** Precambrian to Jurassic rocks of Arabian Gulf and adjacent areas: their facies, depositional setting and hydrocarbon habitat // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1986. Vol. 70, N 8. P. 977–1002.
- Anderson D.L.** Composition of the mantle and core // *Anny. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1977. Vol. 5. P. 179–202.
- Banks R.S., Parker R.L., Huestis S.P.** Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1977. Vol. 51. P. 431–452.
- Blackett P.M.S.** et al. An analysis of rock magnetic data // *Proc. Roy. Soc. London A*. 1960. Vol. 256. P. 291–322.
- Bloomer S.H.** Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana Trench: Implications for its structure and evolution // *J. Geophys. Res. B*. 1983. Vol. 88, N 9. P. 7411–7428.
- Bloomer S.H., Fisher R.L.** Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench – a non-accreting plate boundary // *J. Geol.* 1987. Vol. 95, N 4. P. 469–495.
- Bogdanov N.A., Fedorchuk A.V.** Geochemistry of Cretaceous oceanic basalts of the Clutorsky range (Bering Sea) // *Ofioliti*. 1987. Vol. 12, N 1. P. 113–124.
- Bohannon R.G., Dabson M.R., Edwards B.D., Jacobs C.L.** Tectonics of North Pacific Ocean basin: Western Aleutian island region // *EOS*. 1987. Vol. 68, N 44. P. 1486.
- Boillot G., Recq M., Winterer E.L.** et al. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: A model based on drilling results (ODP leg 103, Western Galicia margin, Spain) // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 132. P. 335–342.
- Bonatti E., Hamlyn P., Ottonello G.** Upper mantle beneath a young oceanic rift: Peridotites from the Island of Zabargad (Red Sea) // *Geology*. 1987. Vol. 9. P. 474–479.
- Boyd F.R., Gurney J.J., Richardson S.H.** Evidence 150–200 km thick Archaean lithosphere form diamond inclusions thermobarometry // *Nature*. 1985. Vol. 315, N 6018. P. 387–389.
- Brueckner H.K., Snyder W.S.** Structure of the Havaallah sequence, Golconda allochthon, Nevada: Evidence for prolonged evolution in an accretionary prism // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96, N 9. P. 1113–1130.
- Cadet J.-P., Charvet J.** From subduction to paleo-subductions in Northern Japan // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. Tokyo, 1983. P. 135–148.
- Cadet J.-P., Kobayashi K., Lallemand S.** et al. Deep scientific dives in the Japan and Kuril Trenches // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 83, N 1/4. P. 313–328.
- Cande S., Mutter J.** A revised identification of the oldest seafloor spreading anomalies between Australia and Antarctica // *Ibid.* 1982. Vol. 58. P. 151–160.
- Cann J.R.** Granitic liquids: their generation and intrusion (correspondence) // *Geol. Mag.* 1971. Vol. 108, N 4. P. 345.
- Chase C.** The N plate problem of plate tectonics // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 29. P. 117–122.
- Chen W.P., Molnar P.** Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 4183–4214.
- Churkin M.(Jr.), Foster H.H., Chapman R.M.** Terranes and suture zones in east central Alaska // *J. Geophys. B*. 1982. Vol. 87, N 5. P. 3718–3730.
- Churkin M., Whitney J.M., Rogers J.F.** The North American-Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes // *Circum-Pacif. Council. Energy and Miner. Resour. Earth Sci.* 1985. N 1. P. 3–30.
- Gloetingh S., Wortel R.** Stress in the Indo-Australian plate // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 132. P. 49–67.
- Cochran J.** The Gulf of Aden // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 263–287.
- Condie K.C.** Archean magmatism and crustal thickening // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 84, N 1. P. 2981–2992.
- Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S.** Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering

- Sea basin // *Ibid.* 1976. Vol. 87, N 8. P. 1119–1126.
- Cormier V.F.* Tectonics near the junction of the Aleutian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for middle Tertiary magmatism in the Kamchatka basin // *Ibid.* 1975. Vol. 86. P. 443–453.
- Csejtey B.(Jr.), Cox D.P., Evarts R.S.* et al. The Cenozoic Denali fanet system and the Cretaceous accretionary development of south southern Alaska // *J. Geophys. Res. B.* 1982. Vol. 87. N 5. P. 3741–3754.
- Davies J.N., House L.* Aleutian subduction zone seismicity volcano-trench separation and their relation to great thrust-type earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 4583–4591.
- Davis D.M., Von Huene R.* Inferences on sediment strength and fault friction from structures at the Aleutian Trench // *Geology.* 1987. Vol. 15, N 6. P. 517–522.
- Elthon D., Casey J.F.* The very depleted nature of certain primary mid-ocean ridge basalts // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1985. Vol. 49. P. 289–298.
- Emery K.O., Uchupi E.* The geology of the Atlantic Ocean. Gamburg. Springer, 1984. 1050 p.
- Engdahl E.R.* Seismicity and plate subduction in the central Aleutians // Island arc deep sea trenches and beak-arc basins. Wash. (D.C.): AGU, 1977. P. 259–271.
- Engelbreton D.S., Cox A., Gordon K.G.* Relative motions between ocean plates of the Pacific basin // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N 1912. P. 10291–10310.
- Evolution of Tethys / Ed. X. Le Pichon, A.S. Molin // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123, N 1/4: Spec. iss. P. 1–340.
- Fisher R., Sclater J.* Tectonic evolution of the Southwest Indian Ocean since the Mid-Cretaceous: plate motions and stability of the pole of Antarctica / Africa for at least 80 Myr // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1983. Vol. 73. P. 553–576.
- Fisher R., Sclater J., McKenzie D.* Evolution of the Central Indian Ridge, Western Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82. P. 553–562.
- Fitch T.J.* Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to South-West Asia and the Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77. P. 4432–4460.
- Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W.* The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1985. Vol. 49. P. 2469–2491.
- Prolch C., Caldwell J.G., Malahoff A.* et al. Ocean bottom seismograph measurements in the central Aleutians // *Nature.* 1980. Vol. 286. P. 144–145.
- Fujita K., Newberry J.T.* Accretionary terranes and tectonic evolution of northwest Siberia // *Accretion tectonics Circum-Pacific reg.* Proc. Oji. Intern. semin, Tomakoma, 1981. Tokyo; Dordrecht, 1983. P. 43–57.
- Gates O., Gibson W.* Interpretation of the con-
figuration of the Aleutian Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1956. Vol. 67. P. 127–146.
- Geology of the Taurus Belt: Proc. Intern. symp. on geology of the Taurus Belt, Ankara, 1983. Ankara: MTA, 1984. 342 p.
- Gidon P.* Courants magmatiques et evolution des continents: (L'hypothese d'une érosion sous-crustale). P., 1963. 155 p.
- Gilluly J.* Geologic contrasts between continents and ocean basins // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1955. N 62. P. 7–18.
- Gilluly J.* The tectonic evolution of the western United States // *Quart. J. Geol. Soc. London,* 1963. Vol. 119, N 474, pt 2. P. 133–174.
- Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Hugues C.M.W.* et al. Geology of the Oman mountain // *Knl. nederl. geol. minijnbow. genoot. verh.* 1974. Vol. 31. P. 423.
- Gribidenko H.S., Bykova T.G., Veselov O.V.* et al. The tectonics of the Kuril-Kamchatka deep-sea trench // *Geodynamics of the western Pacific-Indonesian region.* Wash. (D.C.): AGU, 1983. P. 249–285.
- Grow J.A.* Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, N 7. P. 687–702.
- Gwirtzman G., Weissbrod T.* The Hercynian ganticline of Helez and the Late Paleozoic history of the levant // *The geological evolution of the Eastern Mediterranean.* Oxford, 1984. P. 117–186.
- Hanksson B.* Structure of the Benioff zone beneath the Shumagin Islands Alaska: Relocation of local earthquakes using three-dimensional ray tracing // *J. Geophys. Res. B.* 1985. Vol. 90, N 1. P. 635–649.
- Harbert W., Scholl D.W., Vallier T.L.* et al. Major evolutionary phases of a forearc basin of Aleutian terrase: Relation to worth Pacific tectonic events and the formation of the Aleutian subduction complex // *Geology.* 1986. Vol. 14. P. 757–761.
- Hawkins J.* "Black Smoker" vent Chimneys // *EOS.* 1985. Vol. 67, N 7. P. 430.
- Heiskanen W.A., Vening Meinesz F.A.* The Earth and its gravity field. N.Y. etc.: McGraw-Hill, 1958. 470 p.
- Hilde T.W.C.* Sediment subduction versus accretion around the Pacific // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 99, N 2/4. P. 381–397.
- Howell D.C., Jones D.L., Schermer E.R.* Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific Region // *Circum-Pacif. Counc. Energy and Miner. Resour. Earth Sci.* 1985. N 1. P. 3–30.
- Illies H.* Rahdpazifische Tectonik und Vulkanismus im südlichen Chile // *Geol. Rdsch.* 1967. Bd. 57, H. 1. S. 81–101
- Irving E.* Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terranes // *Canad. J. Earth Sci.* 1979. Vol. 16, N 3. P. 669–694.
- Irving E.* Phanerozoic continental drift // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1981. Vol. 24, N 4. P. 201–208.
- Irving E.* et al. Catalogue of paleomagnetic directions and poles. Iss. 3. 1976. 69 p. (Geomagn. Ser.;

- N 5). — Idem. Iss. 4. Canberra, 1976. 70 p. (Geomagn. Ser.; N 6).
- Isacks B.I., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 5855–5899.
- Jackson J.A.* Active continental deformation and regional metamorphism // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A.* 1987. Vol. 321. P. 47–66.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H.* et al. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from the primitive ultramafic nodules // *Proc. X Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1979. Vol. 2. P. 287–310.
- Jahn B.M., Gruau G., Glickson A.Y.* Kamatiites of the onverwacht group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1982. Vol. 80. P. 25–40.
- Jarrard R.D.* Causes of compression and extension behind trenches // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 132, N 1/3. P. 89–102.
- Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 73. P. 287–310.
- Jenkyns H.C.* Pelagic environments // *Sedimentary environment and facies.* Oxford etc., 1986. P. 393–397.
- Karig D.E.* Tectonic erosion at trenches // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 21, N 2. P. 209–212.
- Karl H.A., Vallier T.L., Masson D., Underwood M.B.* Long-range side-scan sonar mosaic of the western Aleutian arc and trench and adjacent North Pacific seafloor // *EOS.* 1987. Vol. 68, N 44. P. 1485.
- Kastens K., Mascle J.* et al. La campagne 107 du Joides Resolution (Ocean Drilling Program) en Mer Tyrrhénienne: Premiers résultats // *C.r. Acad. sci. B.* 1986. Vol. 303. P. 391–396.
- Katz H.R.* Continental margin in Chile — is tectonic style compressional or extensional? // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1971. Vol. 55, N 10. P. 1753–1758.
- Kelleher J.* Space-time seismicity of Alaska-Aleutian seismic zone // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 5745–5758.
- Kent D., Gradstein F.* A Jurassic to recent chronology // *The geology of North America.* Boulder Colo. Geol. Soc. Amer., 1986. P. 45–50.
- Kirby S.H.* Rheology of the lithosphere // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1983. Vol. 21. P. 1458–1487.
- Kirby S.H., Kronenberg A.K.* Rheology of the lithosphere: selected topics // *Rev. Geophys.* 1987. Vol. 25, N 6. P. 1219–1244.
- Kröner A.* Precambrian crustal evolution and continental drift // *Geol. Rdsch.* 1981. Bd. 70, H. 2. S. 412–428.
- Kröner A.* Archaean to Early Proterozoic tectonics and crustal evolution: a review // *Brasil. geocienc.* 1982. Vol. 12, N 1/3. P. 15–31.
- Kuno H.* Lateral variations of basalt magma type across continental margins and island arcs // *Bull. volcanol.* 1966. Vol. 29. P. 125–222.
- La Forge R., Engdahl E.R.* Tectonic implication of seismicity in the Adak canyon region, Central Aleutians // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 69. P. 1515–1532.
- Larson S.L., Pitman W.C.* Wold-ride correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 3645–3662.
- Larson R.L., Pitman W.C., Golovchenko X.* et al. The bedrock geology of the World. N.Y.: Freeman, 1985. 187 p.
- Lay T., Kanamori H.* An asperity model of large earthquakes sequences // *Earthquake prediction: An international review / Ed. P.Y. Richards, D.W. Simpson.* Wash. (D.C.): AGU, 1981. P. 579–592.
- Lemoine M.* Serpentinites, gabbros and ophiolites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps: Possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys // *Arch. sci.* 1980. Vol. 33. P. 103–115.
- Lemoine M., Tricart P., Boillot G.* Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys Alps, Corsica, Apennines: In search of genetic model // *Geology.* 1987. Vol. 15. P. 622–625.
- Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 12. P. 3661–3697.
- Le Pichon X., Sibuet J.-C.* Passive margins: a model of formation // *Ibid.* 1981. Vol. 86, N 5. P. 3708–3720.
- Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // *Geology.* 1986. Vol. 14. P. 246–250.
- Liu C., Curray J., McDonald J.* New constrains on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65. P. 331–342.
- Livermore R.A., Stith A.G., Vene F.J.* Late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Pangea // *Nature.* 1986. Vol. 322. P. 162–165.
- Mattauer M.* Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. N 19. P. 37–50.
- McCarthy J., Scholl D.W.* Mechanism of subduction accretion along the central Aleutian trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96. P. 691–701.
- McElhinny M.W., Emblton B.J., Ma X.H., Zhang Z.K.* Fragmentation of Asia in the Permian // *Nature.* 1981. Vol. 293. P. 212–216.
- McKenzie D., Davies D., Molnar P.* Plate tectonics of the Red Sea and East Africa // *Ibid.* 1970. Vol. 226. P. 243–248.
- McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 25–32.
- McKenzie E.P., Sclater J.G.* Evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1971. Vol. 25. P. 437–528.
- Meyers H.* A historical summary of earthquake

- epicenters in and near Alaska // NOAA. Techn. Memorandum. 1976. N DSDG-1.
- Michot J.* Anortosite et recherche pluridisciplinaire // An. Société géol. Belg. 1972. T. 95. P. 5-43.
- Minster B., Jordan T.* Present day plate motions // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 5331-5354.
- Minster J., Jordan B., Molnar P.* Numerical modelling of instantaneous plate tectonics // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. Vol. 36. P. 541-576.
- Mogi K.* Development of aftershock areas of great earthquakes // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1968. Vol. 46. P. 175-202.
- Mogi K.* Two rinds of seismic gap // Pure and Appl. Geophys. 1979. Vol. 117, N 6. P. 1172-1186.
- Molnar P.* Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics // Nature. 1988. Vol. 335. P. 131-137.
- Monger J.W.H.* Evidence for large-scale horizontal displacements within the North American Cordillera // Abstr. Spec. sess. Intern. "Lithosphere" programme. M.: 1984. Vol. 9, pt 1. P. 44.
- Monger J.W.H., Ross C.A.* Distribution of fusulinaceous in the Western Canadian Cordillera // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8, N 2. P. 259-278.
- Moore J.C., Cowan D.S., Karig D.E.* Structural styles and deformation fabrics of accretionary complexes // Geology. 1985. Vol. 13, N 1. P. 77-79.
- Moore J.C., Mascle A., Taylor E.* et al. Expulsion of fluids from depth along a subduction-zone decollement horizon // Nature. 1987. Vol. 326. P. 785-788.
- Morel P., Irving E.* Paleomagnetism and evolution of Pangea // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86. P. 1858-1872.
- Morgan W.J.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 6. P. 1959-1982.
- Mutter J., Cande S.* The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau // Earth and Planet Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 369-376.
- Naini B., Tulwani M.* Structural framework and evolutionary history of the continental margin of western India // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. N 1. P. 167-191.
- Newberry J.T., Laclair D.L., Fujita K.* Seismicity and tectonics of the Far Western Aleutian Islands // J. Geodyn. 1986. Vol. 6. P. 13-32.
- Nishenko S., McCann W.* Large thrust earthquakes and tsunamic: Implication for the development of fore arc basin // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 2. P. 573-584.
- Norton J., Sclater J.* A model for the evolution of the Indian Ocean and breakup of Gondwanaland // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. NB12. P. 6803-6830.
- Obata M., Dickey J.S.(Jr).* Phase relations of mafic layers in the Ronda peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1976. Vol. 75. P. 562-566.
- Obdyke N.D.* Paleomagnetic data bearing on the formation of Eastern Asia // Abstr. XIX Gen. Assembly IUGG. Vancouver, 1987. Vol. 1. P. 115.
- Patriat P., Achache J.* India-Eurasia collision chronology has implications for crustal: Shortening and driving mechanism of plates // Nature. 1984. Vol. 311. P. 615-621.
- Page B.M.* Sur-Nacimiento fault zone of California: continental margin tectonics // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 3. P. 667-690.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // Earth and Planet Sci. Lett. 1973. Vol. 19, N 3. P. 290-300.
- Pearce J.A., Gyarman B.E., Birkett T.C.* The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram-method off discriminating between oceanic and non-oceanic basalts // Ibid. 1975. Vol. 24, N 4. P. 419-426.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 1. P. 33-47.
- Pessagno E.A., Whalen P.A., Yen K-Y.* Jurassic Nasselaria (Radiolaria) from North American geologic terranes // Bull. Amer. Paleontol. 1986. Vol. 91, N 326. P. 1-75.
- Piper J.D.* A definition of pre-2000 m.y. apparent polar movements // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28, N 3. P. 470-478.
- Piper J.D.A.* Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1983. Vol. 74, N 1. P. 163-197.
- Plafker G.* Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: implication for arc tectonics // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N 5. P. 901-925.
- Ranalli G., Murphy D.C.* Rheology stratification of the lithosphere // Tectonophysics. 1987. Vol. 132, N 4. P. 281-295.
- Rickard M.J., Belbin L.* A new continental assembly for Pangea // Tectonophysics. 1980. Vol. 63. P. 1-12.
- Ruff L., Kanamori H.* Seismic coupling and uncoupling at subduction zones // Ibid. 1983. Vol. 99, N 1. P. 99-117.
- Rutland R.W.R.* Andean orogeny and ocean floor spreading // Nature. 1971. Vol. 233. P. 252-255.
- Sacks I.S.* The subduction of young lithosphere // J. Geophys. Res. B. 1983. Vol. 88, N 4. P. 3355-3366.
- Schlich R.* The Indian Ocean // The ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1982. Vol. 6. P. 51-147.
- Scholl D.W., Marlow M.S., Buffington E.C.* Summit basin of Aleutian Ridge, North Pacific // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. Vol. 59, N 5. P. 799-816.
- Scholl D.W., Von Huene R., Vallier T.L., Howell D.G.* Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins // Geology. 1980. Vol. 8, N 12. P. 564-568.
- Schwab G., Benek R., Jubitz K.-B., Teschke H.-J.* Intraplattentektonik und Bildungsprozess der Mitteleuropäischen Senke // Ztschr. geol. Wiss. 1982. Bd. 10, N 3. S. 401-417.
- Schwab G., Söllig A., Teschke H.-J.* Zur Entwick-

- lung der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge der Mitteleuropäischen Senke // *Ibid.* 1979. Bd. 7, N 3. S. 315–332.
- Schweller W.J., Kulm L.D.* Extensional rupture of oceanic crust in the Chile Trench // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 28, N 3/4. P. 271–291.
- Slater J., Fisher R.* Evolution of the East Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85. P. 683–702.
- Slater J., Janpart C., Galsdon D.* et al. The heat flow through oceanic and continental crust heat loss of the Earth // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1980. Vol. 18, N 1. P. 269–311.
- Slater J., Fischer R., Patriat P.* et al. Eocene to recent development of the southwest Indian Ocean Ridge, a consequence of evolution of the Indian Ocean triple junction // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1981. Vol. 64. P. 587–604.
- Slater J., Luyendyk B., Meinke L.* Magnetic lineations in the southern part of the central Indian basin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 371–378.
- Scoteese C., Gahagan L., Larson R.* Plate tectonics reconstructions // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 71. P. 157–172.
- Shaw P.M.* Evolutionary tectonics of the Earth in the light of early crustal structure // *Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap.* 1980. N 20. P. 65–73.
- Shreve R.L., Cloos M.* Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, N 10. P. 10229–10245.
- Sengör A.M.C.* Mid-Mesozoic closure of Permian-Triassic Tethys and its implications // *Nature.* 1979. Vol. 279. P. 590–593.
- Sengör A.M.C.* Cimmeric orogenic system and tectonics of Eurasia. Boulder (Col.): *Geol. Soc. Amer.*, 1984. 82 p.
- Sengör A.M.C., Yilmaz Y., Sungurlu O.* Tectonics of the Mediterranean Cimmericides: Nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys // *Geological evolution of the Eastern Mediterranean.* Oxford, 1984. P. 77–112.
- Silver E.A., Ellis M.J., Breen N.A., Shipley T.H.* Comments on the growth of accretionary wedges // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 1. P. 6–9.
- Spence W.* The Aleutian arc: tectonic blocks, episodic subduction, strain diffusion and magma generation // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 213–230.
- Stauder W.* Mechanism of Rat Island earthquake sequence of February U 1965 with relation to island arc and seafloor spreading // *Ibid.* 1968a. Vol. 73. P. 3838–3847.
- Stauder W.* Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading // *Ibid.* 1968b. Vol. 73. P. 7693–7701.
- Stauder W.* Fault motion and spatially bounded character of earthquakes in Amchitka Pass and the Delarof Islands // *Ibid.* 1972. Vol. 77. P. 2072–2080.
- Stratigraphic atlas of North and Central America.* Princeton: Univ. press, 1975. 290 p.
- Sykes I.R.* Aftershock zones of great earthquake, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and Aleutians // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 8021–8041.
- Sykes I.R., Kisslinger J.B., House L.S.* et al. Rupture zones and repeat times of great earthquakes along the Alaska-Aleutian Arc // *Earthquake prediction / Ed. D.W. Simpson, P.G. Richards.* Wash. (D.C.): AGU, 1980. P. 73–80.
- Tapscott R., Patriat P., Fisher L.* et al. The Indian Ocean triple junction // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 4723–4739.
- Thorpe R.S., Francis P.W., Harmon R.S.* Andean andesites and crustal growth // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1981. Vol. 301. P. 305–320.
- Tilman S.M.* Tectonostratigraphic terranes of the North-Eastern USSR // *Pacif. Sci. Assoc. XVI Congr.: Abstracts, Seoul, 1987.* Vol. 1. P. 232.
- Uyeda S.* Subduction zones: An introduction to comparative subductology // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 81, N 3/4. P. 133–159.
- Veevers J.* Breakup of Australia and Antarctica estimated as mid-Cretaceous (95 ± 5 MA) from magnetic and seismic data at the continental margin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 77. P. 91–99.
- Von Huene R.* To accrete or not accrete, that is the question // *Geol. Rdsch.* 1986. Bd. 75, H. 1. S. 1–15.
- Von Huene R., Kulm L.D., Miller J.* Structure of the frontal part of the Andean convergent margin // *J. Geophys. Res. B.* 1985. Vol. 90, N 7. P. 5429–5442.
- Weissel J., Anderson R., Geller C.* Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature.* 1980. Vol. 290. P. 284–291.
- Weissel J., Hayes D.* Magnetic anomalies in Southern Indian Ocean // *Antarctic oceanology.* Wash. (D.C.): AGU, 1972. P. 165–196. (Antarct. Res. Ser.; Vol. 19).
- Weissel J., Hayes D., Herron T.* Plate tectonic synthesis: The displacements between Australia, New Zealand and Antarctica since the late Cretaceous // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 25. P. 231–277.
- Wernicke B.* Low-angle normal faults in the basin and range province—nappe tectonics in an extending orogen // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 645–648.
- Wernicke B.* Uniform sense normal simple shears of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.
- Wienco D., De Mets Ch., Gordon R.* et al. A diffuse plate boundary model for Indian Ocean tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 1985. Vol. 12, N 7. P. 429–432.
- Wood R.* Geology versus dogma: the Russian rift // *New Sci.* 1980. June 12. P. 234–237.
- Wortel M.J.R., Cloetingh S.A.P.L.* Accretion and lateral variations in tectonic structure along

- the Peru-Chile Trench // *Tectonophysics*. 1985. Vol. 112, N 1/4. P. 443-462.
- Yılmaz Y., Sengör A.M.C.* Palaeo-Tethyan ophiolites northern Turkey: petrology and tectonic getting // *Ophioliti*. 1985. N 10. P. 350-360.
- Ziegler P.A.* North-Western Europe: tectonics and basin development // *Geol. mijnbouw*. 1978. Vol. 57, N 4. P. 589-626.
- Zindler A., Jagoutz E.* Just where is the K in the mantle? // *Terra cognita*. 1986. Vol. 6, N 2. P. 137.
- Zobin V.M., Stribeva I.G.* Focal mechanisms of earthquakes in the Kamchatka-Commandor region and heterogeneity of the active seismic zone // *Pure and Appl. Geophys.* 1977. Vol. 15. P. 284-299.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (<i>Л.П. Зоненшайн</i>)	3
Территория СССР как составной континент	4
Тектоническое районирование территории СССР (<i>Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натанов</i>)	4
Тектоника плит древних платформ	13
Тектоника литосферных плит в докембри (<i>Ч.Б. Борукаев</i>)	13
Особенности тектоники плит в раннем докембри (<i>Г.И. Каллев</i>)	19
Проблемы тектоники плит в раннем докембри на примере Сибирской платформы (<i>В.М. Моралев, М.З. Глуховский</i>)	25
Реконструкция активной континентальной окраины восточной части Украинского щита в протерозое (<i>Е.Б. Глевасский</i>)	32
Палеогеодинамика и рифтогенез запада Восточно-Европейской платформы (<i>Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг, Э.А. Левков, А.М. Синичка</i>)	42
Тектоника плит палеозойских складчатых поясов	53
Тектоника и геодинамика Восточной Сибири (<i>Г.Л. Митрофанов, А.В. Синцов, А.П. Таскин</i>)	53
Геодинамические обстановки образования придонных сульфидных построек и металлоносных осадков в палеоокеанических структурах Южного Урала (<i>В.В. Зайков</i>)	65
Тектоника плит мезозоя и кайнозоя	73
Развитие северной окраины океана Тетис в конце палеозоя и начале мезозоя (<i>И.М. Сборщиков, В.Г. Казьмин</i>)	73
Попытка металлогенического анализа Северо-Востока СССР с позиций мобилизма (<i>С.М. Тильман, Л.М. Натанов</i>)	81
Командорские острова и центральный сегмент Алеутской островной дуги: сейсмичность и тектоника (<i>Б.В. Баранов, Е.И. Приставакина</i>)	92
Петрохимия и геодинамический режим формирования неогеновых вулканитов Карпат (<i>С.Б. Холевинский</i>)	105
Аккреция океанических комплексов в Корякском нагорье (<i>К.А. Крылов, С.В. Руженцев, С.Д. Соколов</i>)	111
Общие вопросы тектоники литосферных плит	121
Двухъярусная тектоника плит – геодинамические и геолого-геофизические следствия (<i>Л.И. Лобковский</i>)	121
Геохимия конвектирующей мантии (<i>И.Д. Рябчиков</i>)	135
Тектоническая эрозия, ее механизмы и условия проявления (<i>М.Г. Ломизе</i>)	140
Палеогеодинамические реконструкции Индийского океана за последние 70 млн лет (<i>А.А. Шрейдер, Л.П. Зоненшайн, Н.Ю. Бочарова, М.В. Кононов</i>)	147
Корреляция магматических и геодинамических процессов при формировании северо-западного обрамления Тихого океана (<i>Н.И. Филатова</i>)	160
Тектоника плит как научная революция (<i>В.А. Леглер</i>)	167
Перестройки структурных планов осадочного чехла лавразийских платформ в фанерозое (<i>В.П. Апарин</i>)	183
Литература	191

CONTENTS

Introduction (<i>L.P. Zonenshain</i>)	3
The USSR territory as a composite continent	4
Tectonics of the USSR: a general description (<i>L.P. Zonenshain, M.I. Kuzmin, L.M. Natapov</i>)	4
Plate tectonics of ancient platforms	13
Plate tectonics in the Precambrian (<i>Ch.B. Borukaev</i>)	13
Peculiarities of plate tectonics in the Early Precambrian (<i>G.I. Kalyaev</i>)	19
Problems of Early Precambrian plate tectonics as exemplified by the Siberian platform (<i>V.M. Moralev, M.Z. Glukhovskiy</i>)	25
Reconstruction of a Proterozoic active continental margin in the eastern Ukrainian Shield (<i>E.B. Glevassky</i>)	32
Paleogeodynamics and rifting of the western East European platform (<i>R.G. Garetsky, R.E. Aizberg, E.A. Levkov, A.M. Sinichka</i>)	42
Plate tectonics of Paleozoic foldbelts.	53
Tectonics and geodynamics of Eastern Siberia (<i>G.L. Mitrophanov, A.V. Sintsov, A.P. Taskin</i>)	53
Geodynamic environments of deep water massive sulfide edifices in paleoceanic structures of the South Urals (<i>V.V. Zaikov</i>)	65
Mesozoic and Cenozoic plate tectonics.	73
The evolution of the North Tethian margin during the Paleozoic–Mesozoic transition (<i>J.M. Sbornichikov, V.G. Kazmin</i>)	73
An attempt of metallogenic analysis of the North East USSR from the mobilistic approach (<i>S.M. Tilman, L.M. Natapov</i>)	81
Komandor Islands and the central Aleutian arc: Seismicity and tectonics (<i>B.V. Baranov, E.I. Pristavakina</i>)	92
Petrochemistry and geodynamic conditions of formation of Neogene volcanics within the Carpathian (<i>S.B. Kholevinsky</i>)	105
Oceanic rocks-complex accretion in Koryak Upland (<i>K.A. Krylov, S.V. Ruzhentsev, S.D. Sokolov</i>)	111
General problems of plate tectonics	121
Two-level plate tectonics: Geodynamic and geological-geophysical consequences (<i>L.I. Lobkovsky</i>)	121
Geochemistry of the convective mantle (<i>I.D. Ryabchikov</i>)	135
Tectonic erosion, its mechanisms and settings (<i>M.G. Lomize</i>)	140
Paleogeodynamic reconstructions of the Indian Ocean for last 70 mln years (<i>A.S. Shreider, L.P. Zonenshain, N.Yu. Bocharova, M.V. Kononov</i>)	147
Correlation of magmatic and geodynamic events during formation of the north-western Pacific rim (<i>N.I. Filatova</i>)	160
Plate tectonics as a scientific revolution (<i>V.A. Legler</i>)	167
Reorganizations of sedimentary cover structures of the Laurasian platforms in the Phanerozoic (<i>V.P. Aparin</i>)	183
References	193

Научное издание

Зоненшайн Лев Павлович
Приставакина Елена Иосифовна
Айзберг Роман Ефимович и др.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ИСТОРИЯ
ТЕРРИТОРИИ
СССР
И ТЕКТОНИКА ПЛИТ**

*Утверждено к печати
Институтом океанологии им. П.П. Ширшова*

Художник *С.А. Резников*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39841

Подписано к печати 09.06.89. Т-07597
Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,9 + 0,9. Усл.кр.-отг. 18,1
Уч.-изд.л. 22,0. Тираж 1000 экз.
Тип. зак. 1462. Цена 4 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

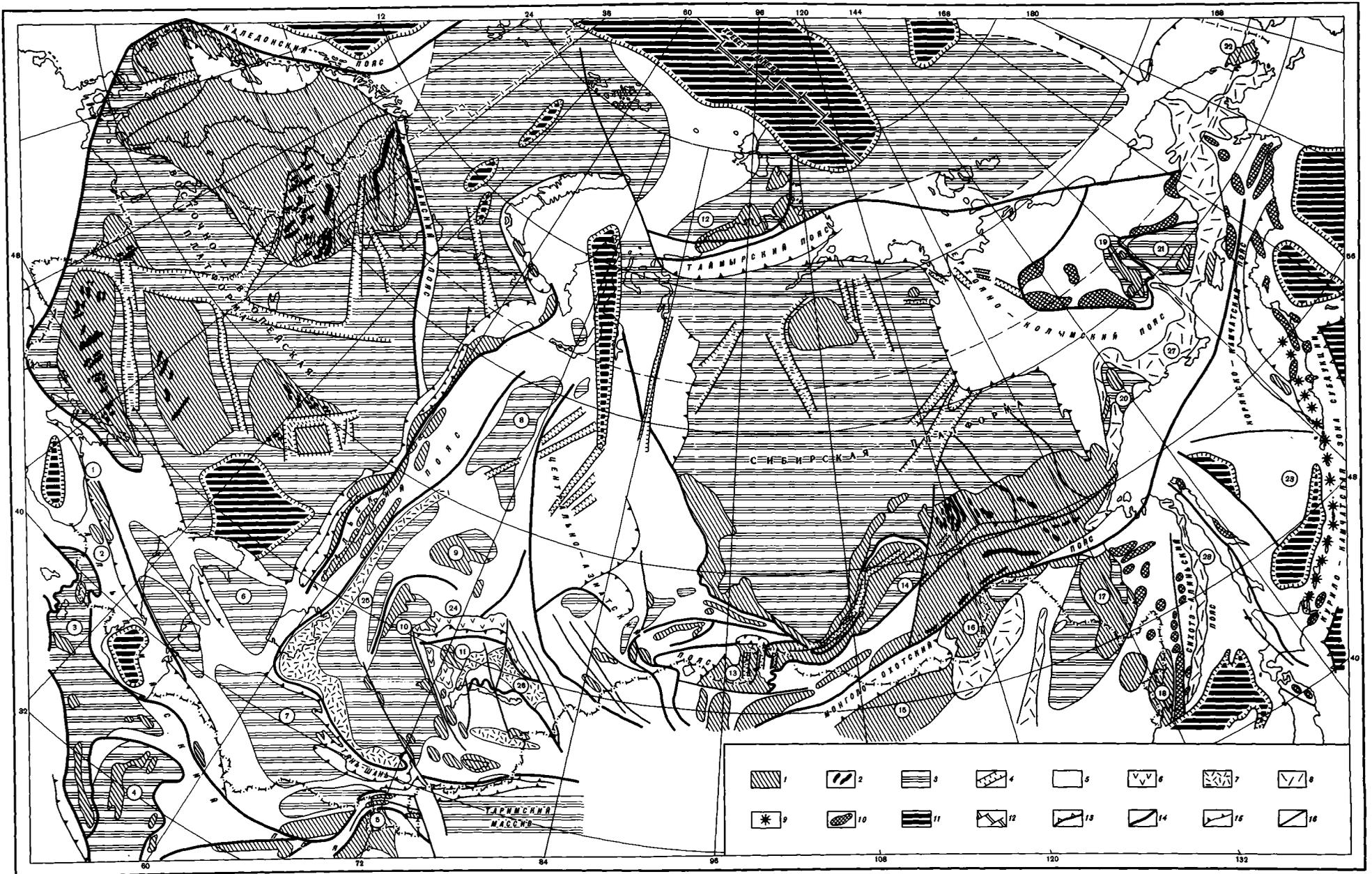


Рис. 1. Схема тектонического районирования территории СССР

1 - выступы докембрийского основания; 2 - зеленокаменные пояса; 3 - докембрийское основание под чехлом более молодых отложений; 4 - авлакогены; 5 - складчатые пояса; 6-8 - окраино-континентальные вулканические пояса; 6 - среднепалеозойские, 7 - позднепалеозойские, 8 - мезозойские; 9 - Курило-Камчатский вулканический пояс; 10 - террейты; 11 - океаническая кора; 12 - оси спрединга; 13 - зоны субдукции; 14 - тектонические швы; 15 - надвиговые фронты; 16 - крупные сдвиги.

Цифры на схеме: массивы: 1 - Передового хребта (Большой Кавказ), 2 - Даиринский,

3 - Центрально-Иранский, 4 - Лутский, 5 - Южно-Памирский, 6 - Устьюртский, 7 - Кавказский, 8 - Ханты-Мансийский, 9 - Кокчетавский, 10 - Улутаский, 11 - Атасу-Моинтинский, 12 - Карский, 13 - Тувино-Монгольский, 14 - Баргузинский, 15 - Центрально-Монгольский, 16 - Приаргунский, 17 - Хингано-Бурейский, 18 - Ханкайский, 19 - Приколымский, 20 - Охотский, 21 - Омолонский, 22 - Чукотский, 23 - Охотоморский; вулканические пояса: 24 - краевой пояс Центрального Казахстана, 25 - Валерьяновский, 26 - Северо-Балхашский, 27 - Охотско-Чукотский, 28 - Сихотэ-Алиньский

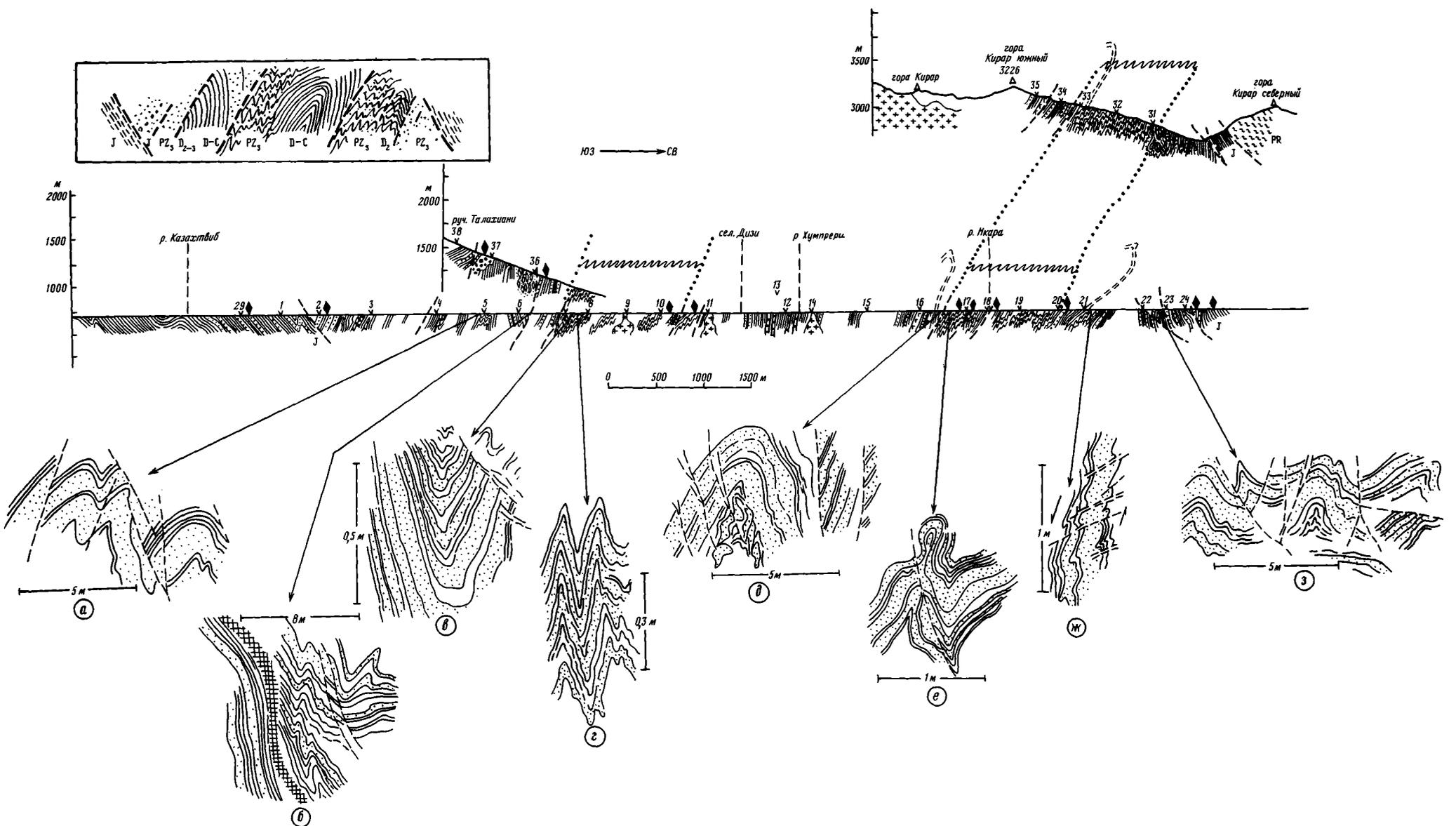
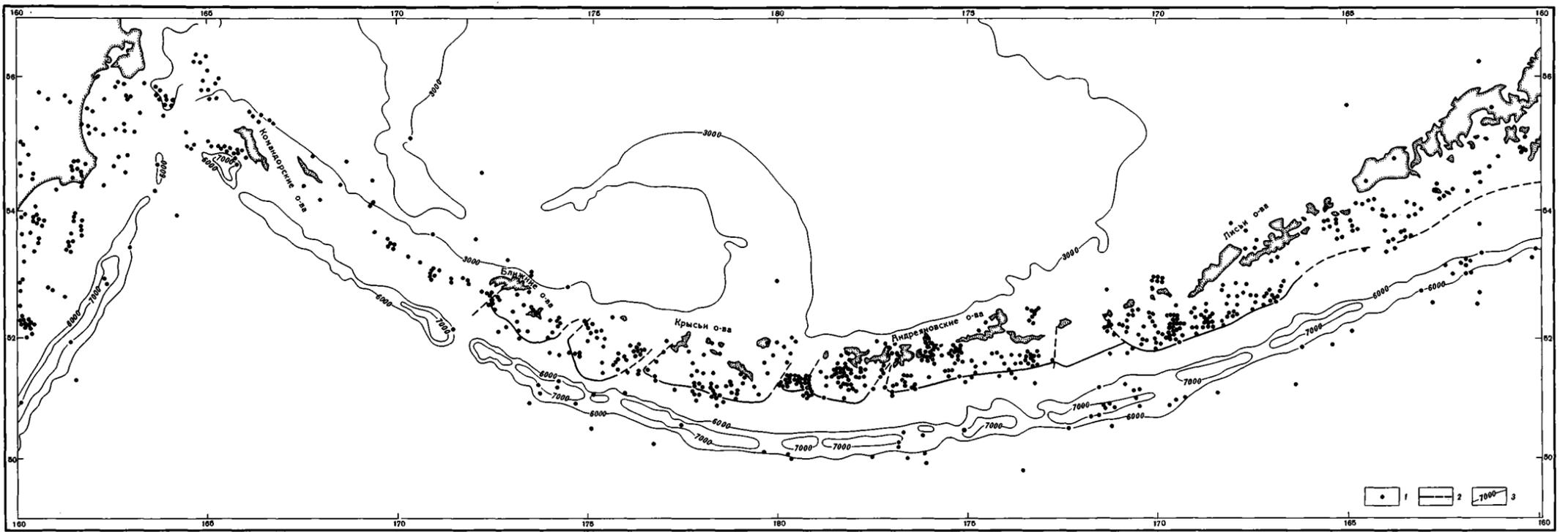


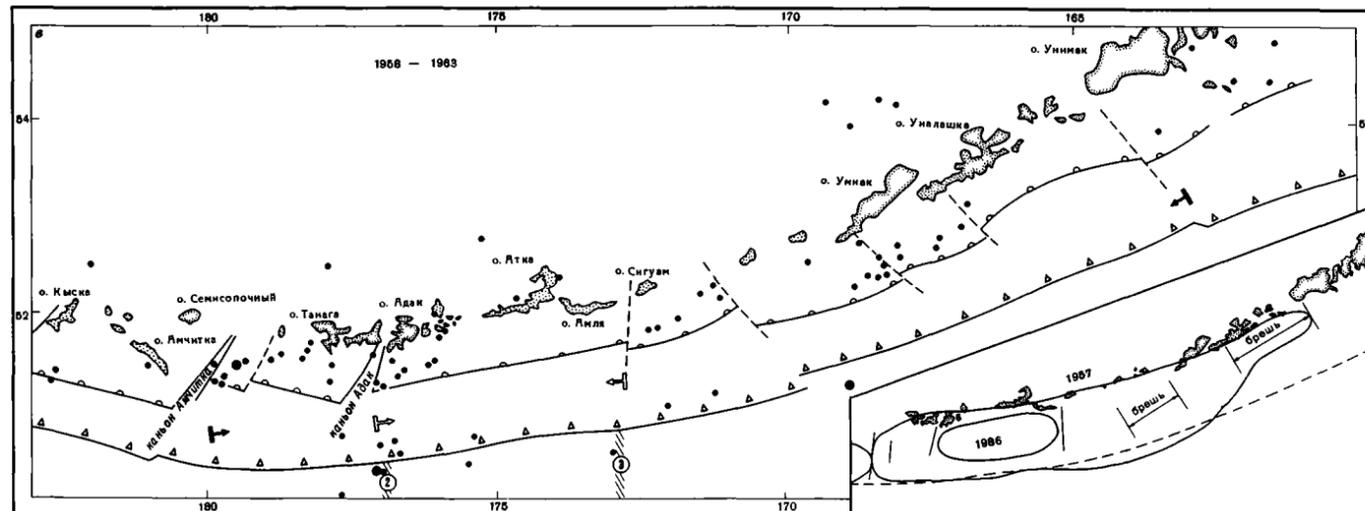
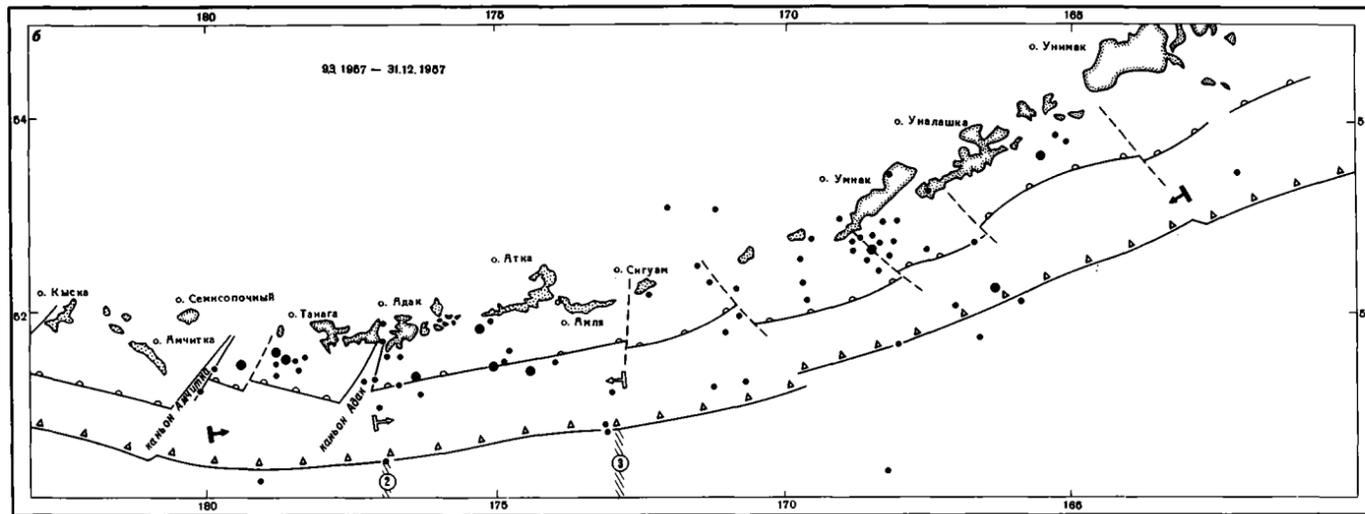
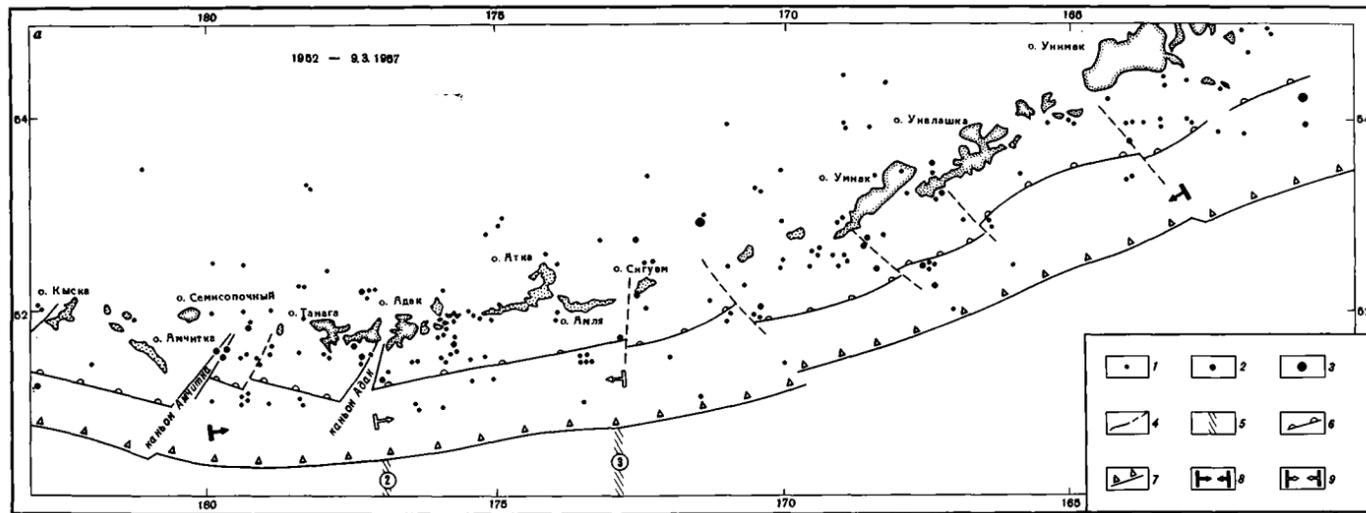
Рис. 37. Структурный профиль по р. Ингури и детали строения отдельных складок

1 - сланцы и филиты; 2 - песчаники; 3 - известняки; 4 - конгломераты; 5 - гранитоиды; 6 - олистоциты; 7 - гнейсы; 8 - разрывы; 9 - зоны интенсивной складчатости; 10 - милониты;

11 - точки отбора ориентированных образцов; 12 - точки геологических наблюдений; а, б, д, ж, з - концентрические складки; в, г, е - подобные складки. В левом верхнем углу - генерализованная схема структур



Р и с. 44. Сейсмичность центрального и западного сегментов Алеутской островной дуги в период с 1963 по 1981 г. (для 1965 г. не включены события, являющиеся афтершоками сильнейшего землетрясения 04.02 1965 г. с $M = 8,7$)
 1 - эпицентры землетрясений с $M > 5$ и глубиной меньше 70 км; 2 - северное ограничение Алеутской террасы; 3 - изобаты, м



Р и с. 50. Сейсмичность в очаге Алеутского землетрясения 1957 г. на форшоковой (а) и афтершоковой (б, в) стадиях. Эпицентры землетрясений взяты из каталога А.В. Викулина
 1-3-эпицентры землетрясений с магнитудами: 1 - $M < 6$, 2 - $6 < M < 7$, 3 - $M > 7$; 4 - поперечные разломы; 5 - зоны трансформных разломов (см. рис. 48); 6 - северный край террасы; 7 - глубоководный желоб; 8 - границы очага 1957 г. (по: [Мор, 1968]); 9 - границы очага 1986 г.

9419