

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1989

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 5, 1989

Редакционная коллегия

Главный редактор **Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**

Зам. главного редактора **А. А. МОССАКОВСКИЙ**

Ответственный секретарь **В. С. БУРТМАН**

**М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
И. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ,
А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНИЦЫН**

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

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 702228 в каталоге). Цена годовой подписки — 8 руб. 40 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

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

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

телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SY

телетайп: 114092 ТЕТИС

СОДЕРЖАНИЕ

Пущаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Гетерогенность мантии и конвекция	3
Казьмин В. Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис	14
Малкин Б. В., Шеменда А. И. О механизме континентального рифтогенеза	24
Хаин Е. В. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов	38
Филатова Н. И. Роль процессов коллизии при формировании вулканогенных поясов	52
Якубчук А. С., Читалин А. Ф., Барабошкин Е. Ю. Варисийская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)	61
Колий В. Д., Сиворонов А. А. Поперечная структурно-формационная зональность Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области	71
Парасына В. С., Соломатин А. В., Шлезингер А. Е. Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн	82
Константиновская Е. А. Экзотические осадочные брекчии полуострова Озерного (Восточная Камчатка) и их тектоническое значение	93
Шипилов Э. В., Сенин Б. В., Юнов А. Ю. Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным	99

Хроника

Разницын Ю. Н. О деятельности Межведомственного тектонического комитета при ОГГГН АН СССР за 1988 год	110
---	-----

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1989

CONTENTS

Pushcharovskiy Yu. M., Novikov V. L., Saveliev A. A., Fadeev V. E. The mantle heterogeneity and convection	3
Kaz'min V. G. Collision and riftogenesis in the history of the Tethys ocean	14
Malkin B. V., Shemenda A. I. On the mechanism of continental riftogenesis	24
Khain E. V. Granite-gneiss domes and ultramafic-mafic intrusions in the zones of ophiolite obduction	38
Filatova N. I. The role of collision processes in the formation of volcanic belts	52
Yakubchuk A. S., Chitalin A. F., Baraboshkin E. Yu. Variscan tectonics of the Tekturmassian ophiolite zone (Central Kazakhstan)	61
Koliy V. D., Sivoronov A. A. Transverse structural-formation zonality of the Srednepridneprovian granite-greenstone region	71
Parasya V. S., Solomatin A. V., Shlezinger A. E. The Late Devonian-Early Carboniferous Pechora deep-sea basin	82
Konstantinovskaya E. A. Exotic sedimentary breccias in the Ozerney Peninsula (East Kamchatka) and their tectonic significance	93
Shipilov E. V., Senin B. V., Yunov A. Yu. The Chukotka Sea sedimentary cover and basement according to seismic data	99

News

Raznitsyn Yu. N. On the activity of the interdepartmental tectonic DGGGMS committee of the USSR Academy of Sciences in 1988	110
--	-----

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016—8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send orders and inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. W., Washington, D. C. 20009 USA.

УДК 551.14 : 551.312

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., НОВИКОВ В. Л., САВЕЛЬЕВ А. А.,
ФАДЕЕВ В. Е.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИИ И КОНВЕКЦИЯ

Рассмотрены геологические и геофизические свидетельства неоднородности мантии, а также характерные черты конвекции по данным лабораторного и математического моделирования. Согласование анализируемых данных между собой в рамках диссипативных моделей геодинамической эволюции Земли приводит к выводу о правомерности соотношения большой группы неоднородностей мантии с конвективными структурами. Характерная пространственная и временная ритмичность протекания и размещения геолого-геофизических явлений и объектов отражают высокую надкритичность конвекции, наличие в ее поведении аттрактора, а в качестве характерных эффектов — расслоение мантии на оболочки, которое сопровождается нерегулярным пространственным распределением разномастных плотностных неоднородностей.

В развитии представлений о геосферах в последние годы важное место занимает вопрос о наличии вещественных и геофизических неоднородностей и их взаимосвязи с мантийными конвективными структурами.

Сравнительная характеристика неоднородностей по геолого-геофизическим данным, а также материалы лабораторного и численного моделирования конвективных и диссипативных процессов позволяют определить концепцию и методические подходы исследования неоднородностей. При актуалистическом подходе концепция открывает возможности использования историко-геологических данных для выявления и характеристики палеоконвективных структур верхней мантии и через них ее динамику в геологическом прошлом.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕОДНОРОДНОСТИ МАНТИИ

Анализ ряда геологических свидетельств неоднородности мантии предпринимался ранее [9—11]. Одним из сравнительно немногих, но бесспорных свидетельств является размещение в структурно-геологических провинциях ареалов ультрабазит-базитового (мантийного) магматизма. Они отражают существование в подстилавшей мантии областей двух категорий: активных, охваченных магмогенерирующими процессами, и пассивных, не охваченных ими. Форма этих ареалов приближенно соответствует проекции очагов магмогенерации, а изменение со временем их размещения и конфигурации связано с эволюционными изменениями в размещении и геометрии магмогенерирующих очагов.

Еще одним выражением неоднородности верхней мантии является размещение на океанском ложе мезозойско-кайнозойских ультрабазит-базитовых формаций. На фоне больших пространств, где распространены ассоциации сравнительно слабо деплетированных мантийных ультрабазитовых тектонитов¹ с малоглубинными базитовыми выплавками, бедными РЗЭ, выделяются ограниченные по площади ареалы развития ассоциаций сравнительно сильно деплетированных ультрабазитовых мантийных тектонитов и сравнительно глубинных базитовых выплавок, обогащенных РЗЭ [16].

На примерах мезозойско-кайнозойской геологической эволюции пояса Тетис [26], Северо-Востока СССР, окраинных морей западной Паци-

¹ Под ультрабазитовыми мантийными тектонитами понимаются породы ультраосновного состава, входящие в состав комплексов третьего слоя океанского ложа, а также комплексы офiolитов или корневых зон материков, обладающие деформационными структурами пластично-вязкого течения в твердом состоянии при субсолидусных температурах.

фики [13, 14, 22, 33, 35] или Арктического бассейна [8] можно видеть разновременность и разобщенность формирования по периферии континентов структур с корой океанического типа, отражающих соответствующее им мозаичное размещение унаследованных с палеозоя и новообразованных в мезозое — кайнозое очагов активности в верхней мантии.

Отчетливые различия геохимических и петрологических характеристик в наблюдаемых и расчетных стартовых составах мантийных выплавов [16, 19, 40] рассматриваются как отражение разной степени фракционного плавления различно деплетированного мантийного вещества в условиях разных фаций глубинности. Наблюдаемые устойчивость или изменчивость отношений изотопов неодима в разновозрастных мантийных выплавках также позволяют предполагать наличие вещественной неоднородности в очагах их формирования.

Исследованиями ультрабазитов и габброидов в массивах офиолитов или корневых зон установлено: а) во многих из них породы с минеральными ассоциациями разных фаций глубинности сосуществуют на одном латеральном срезе (Бени-Бушера, Ронда, Лерц); б) верхнемантийные породы разных фаций глубинности присутствуют в виде варьирующих по составу включений в кимберлитах и щелочных базальтоидах, дренированных из верхней мантии в разное время и в структурно различных геологических провинциях [7].

Наблюдениями другой группы показано: а) породные ассоциации ультрабазитовых мантийных тектонитов в разрезах одно- или разновозрастных офиолитовых массивов существенно меняются от места к месту [2, 12]; б) изменения состава разных поколений минеральных ассоциаций в ультрабазитовых мантийных тектонитах тесно связаны с разными поколениями субсолидусных вязкопластических деформаций мантийного вещества в твердом состоянии [12]. Приведенные наблюдения позволяют уверенно предполагать существование в мантии неоднородностей как современных, так и геологического прошлого, связанных с различной геодинамической активностью и вещественным составом. Из приведенных примеров хорошо видно, что эти неоднородности являются разномасштабными: характерные размеры естественных неоднородностей меняются в интервале от единиц [18] до сотен и тысяч километров, ареалы магматической, а также геодинамической активности (окраинные и внутренние моря, синеклизы и т. п.) — от сотен до тысяч километров. Для пространственно-временного размещения разновозрастных неоднородностей можно говорить только о статистической, а не реальной ритмичности.

Таким образом, констатируя тесную взаимосвязь процессов в системе верхняя мантия — литосфера — рельеф поверхности осадконакопления, мы приходим к ряду принципиальных представлений.

1. В эволюции наиболее изученного фанерозойского структурообразования чередование коротких периодов высокой активности и сравнительно продолжительных периодов относительного покоя отражает пульсационный режим активности мантии.

2. Существование в фанерозое коррелируемых на некотором уровне (глобальных) и некоррелируемых (провинциальных) пульсаций (фаз) тектонической активности, проявившихся через разные по продолжительности отрезки времени с разной интенсивностью в разрозненных провинциях, характеризует аритмическую особенность пульсаций, хаотичность и разномасштабность их проявления во времени и в пространстве [4, 10].

3. Заложенные в мезозое и последовательно развивающиеся общие черты структурного плана земной коры, общей конфигурации материков и океанов, в том числе областей с различным возрастом второго слоя океанского ложа, в совокупности с немногочисленными данными измерений направления и скорости движений материковых масс [17] отражают стиль, генеральную структуру движений и, таким образом, размещений в мантии областей различной активности.

Отражение неоднородностей, их качественное и количественное описание производится в настоящее время относительно параметрической нормальной модели Земли (*PREM*) [1, 24], которая описывает усредненные по латерали радиальные (от оболочки к оболочке) изменения физических параметров (упругие модули, плотность), соответствующие усредненным данным по времени прохождения сейсмических волн различного типа и спектру собственных колебаний Земли. Наличие оболочек предполагает их различия по химическому составу, что важно при рассмотрении динамических особенностей и структуры конвективных движений.

Создание единой оболочечной модели привело к представлению о сложной структуре периферической части планеты в пределах глубин до 250 и 400—670 км: здесь положение сейсмических границ оболочек меняется от одной провинции к другой настолько, что придавать им единую фиксированную глубину нельзя.

При обсуждении упругих моделей в рамках *PREM* для согласования данных по поверхностным волнам и собственным колебаниям Земли исследователи вводят понятие упругой анизотропии для описания верхней (до 220 км) оболочки, однако осредненного представления о периферической оболочке вывести не удалось из-за резкого различия ее геофизических свойств в континентальных и океанических сегментах. Возникают трудности и при введении в модель *PREM* представления об астеносфере как о глобальной неоднородности планеты [24, 41, 43]. Таким образом, включение в *PREM* оболочечной структуры ведет к необходимости допущения наличия между оболочками переходных слоев с высокой гетерогенностью. Необходимость наличия таких слоев вытекает также из анализа возможных сценариев геодинамической эволюции планеты и взаимосвязано со свойствами и структурой конвекции [6], что будет обсуждаться далее.

Обработка сейсмических данных томографическим способом в рамках модели *PREM* позволила получить качественную картину латеральной изменчивости физических свойств внутреннего вещества планеты [21, 23—25, 43]. Расчеты по 150 коническим блокам с размерами $36 \times 60^\circ$ дали сглаженное представление о распределении неоднородностей, но ясно показали: а) отсутствие регулярного длиннопериодного изменения физических свойств, характерного для крупноячейковой конвекции; б) наличие довольно высокой неоднородности от глубин 670 км до границы мантии с ядром, что существенно меняет установившееся представление о структуре нижней мантии; в) наличие заметной плотностной неоднородности переходного слоя D'' между внешним ядром и нижней мантией. Позднее было показано [38, 39], что в слое D'' градиенты скоростей сейсмических волн могут быть отрицательными. Гетерогенность слоя D'' подтверждена работой [44], в которой говорится о возможности изменения скорости волн в отдельных его частях: 13,5—13,8 км/с на глубине 2700 км и спад ее до 13,65 км/с ниже 2800—2900 км. Такие данные допускают существование на границе ядро — мантия области механической неустойчивости (источников конвективных движений), которые могут распадаться на легкие образования, всплывающие в мантии, и тяжелые, погружающиеся в ядро.

Вероятность наличия неоднородностей физических свойств выше переходного слоя D'' доказывается [28] для глубин 2400—2600 км, а в работе [34] показана локализация значительных неоднородностей и на глубинах 1700—2700 км под Бразилией и Венесуэлой, где скорости волн понижаются в объеме с размером 1000—2000 км по латерали. Под Карибским бассейном скорости волн понижены на глубинах 1000—1900 км и пространстве до 1000 км длиной. Перечисленных данных вполне достаточно для обсуждения предположения о наличии в нижней мантии неоднородностей физических свойств с характерными размерами 1000—2000 км и более.

Наиболее сложно распределены неоднородности физических свойств в зоне перехода от нижней мантии к верхней (650—1000 км). Сейсмически этот переход выражен не так резко, как от ядра к мантии, что позволяет приписывать конвекции определенное динамическое качество при общей эволюции Земли. Учитывая изменения скорости прохождения волн на скачках плотности слоев (670 км — 0,4 г/см³; 400 км — 0,2 г/см³; 220 км — 0,1 г/см³), которые обусловлены полиморфными переходами вещества мантии, *PREM* вместе с тем допускает на указанных глубинах вариации плотности по латерали.

Плотностные неоднородности верхней мантии выделяются по большому количеству сейсмологических данных, наиболее интересными из которых представляются данные по распространению продольных и поперечных волн [30], а также волн Лява и Релея [36, 41]. Несмотря на значительные осреднения измеренных значений, области с меняющимися физическими свойствами и распределение их по пространству прослеживаются достаточно отчетливо. В публикуемых материалах хорошо видно отсутствие регулярности в их размещении, форме или ориентировке. Локализованные особенности или изолированы, или объединяются с другими, или дихотомируют на отдельные ветви, и, таким образом, пространственная преемственность структур довольно сложная. По-видимому, можно говорить только о нерегулярной (конвективной) структуре верхней мантии.

Сейсмотомографирование отдельных геологических провинций [15, 32] отмечает: а) неоднородности с характерными размерами 100—300 км, которые не имеют устойчивого продолжения на глубину и, таким образом, локализованы в пространстве верхней мантии; б) прерывистость и неоднородность астеносоны. Как и в случае с глобальными осреднениями, неоднородности этого масштаба не связаны строго с известными геологическими особенностями распределения масс в литосфере или с делением ее на материковые и океанические сегменты. Так, сейсмотомографирование наиболее глубоко прослеживаемой в верхнюю мантию структуры — сейсмофокальной зоны [23] показало отсутствие явно выраженного специфического распределения физических свойств в области ее нахождения. Точные исследования затухания сейсмических волн в пространстве, включающем сейсмофокальную зону в районе Канто (Япония), обособили в ее структуре области с разным затуханием, которые имеют форму куполов, капель или субгоризонтальных струй, пересекаемых сейсмофокальной зоной [29]. Как видно, приводимые геофизические данные показывают не только наличие неоднородности физических свойств мантии на разных глубинах, но и ее характерную нерегулярность в виде хаотичного чередования в пространстве областей с неправильной формой и несистематической ориентировкой. Видно, однако, и то, что геофизические неоднородности с масштабами, установленными в верхней и/или нижней мантии, не обнаруживают видимой связи ни со структурами литосферы или коровой оболочки, ни с делением литосферы на материковые и океанические сегменты [27, 42].

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ КОНВЕКЦИИ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Вместе с наблюдаемыми геологическими и измеряемыми геофизическими данными представляют интерес результаты лабораторных и численных экспериментов по моделированию конвективных процессов. Среди основных черт конвекции обращают внимание следующие. Одна из них вытекает из анализа гидродинамических моделей эволюции Земли, учитывающих тепловые, диффузионные, седиментационные (гравитационная дифференциация) процессы и химические превращения вещества [6]. Из анализа следует, что: а) для случая первоначально сферически квазиоднородной Земли в ней со временем неизбежно развивается расслоение вещества по плотности на ядро и мантию; б) такое расслоение сопровождается перегревом ядра относительно мантии и появлением температурно-диффузионных пограничных слоев, в том числе лито-

сферного; в) при предположении о существовании значительной первичной плотностной неоднородности Земли численные эксперименты показывают [5], что при переходе к более однородному в среднем распределению плотности в модели, как и в случае а), неизбежно должна возникнуть оболочечная структура планеты, в которой границы ядра и оболочек предстали бы зонами повышенных градиентов физических полей. Таким образом, эволюция различно выраженной начальной неупорядоченной неоднородности неизбежно связана с расслоением вещества на оболочки.

Тесно взаимосвязаны с расслоением возникновение и развитие интенсивных надкритических конвективных движений [4] в зонах повышенных градиентов физических полей, включающих тепловую, химико-плотностную, термодиффузионную и другие виды конвекции. Эксперименты с центрифугой по моделированию интенсивной тепловой конвекции при подогреве снизу [37], а также многие численные эксперименты [20, 31] показали, что термический пограничный слой крупномасштабной тепловой конвекции время от времени становится неустойчивым, разрушается и с его поверхности срываются диапиры (плюмы): легкие вверх, тяжелые вниз. Плюмы могут смещаться один относительно другого по латерали, взаимодействовать один с другим и с более крупномасштабной циркуляцией. В упомянутых экспериментах [37] осредненный период образования плюмов при некоторых параметрах составил для маловязкого слоя мощностью 3000 км около 2 млрд. лет, а для области мощностью 700 км — около 110 млн. лет. Эти и многие другие лабораторные и численные эксперименты, а также технологический опыт показывают, что в достаточно развитой надкритической конвекции механизм плюмообразования является ведущим. При геодинамическом анализе не следует упускать из виду, что в случае надкритической конвекции нельзя говорить о строгой периодичности образования плюмов. Приведенные выше значения являются лишь статистическими, поскольку конвекция при достаточно больших градиентах температур проявляется неравномерно и хаотично во времени и в пространстве. Другая особенность развития плюмов моделировалась [20] при подогреве среды с вязкостью, зависящей от температуры. Начальная плотность принималась постоянной для всей модели, кроме нижнего слоя, где она росла с глубиной. В этих условиях формированию и отрыву плюма предшествовало утолщение нижнего термического пограничного слоя, развитие в нем мелкомасштабной конвекции и перемешивание вещества этого слоя. Перемешанное вещество в ходе развития плюма смещалось в его головную часть, усложняло его внутреннюю структуру и с ним выносилось в вышележащую среду. Поддержание в течение определенного времени такого режима конвекции ведет к проявлению ее важного свойства: перемешиванию среды, рассасыванию ее первичных неоднородностей по всему пространству. В экспериментах, имитировавших поведение пассивного компонента (не влияющего никак на свойства конвектирующей среды, например, изотопный маркер или РЗЭ) в достаточно долго конвектирующей среде с многоочаговым подогревом снизу и изнутри [31], развивалось несколько конвективных ячеек. На основной поток вдоль границы каждой ячейки накладывалось влияние узких горячих плюмов, поднимавшихся с нижней горячей границы, и холодных, опускавшихся сверху. К деформации пассивной неоднородности основным циркуляционным течением добавлялись деформации (смятие в складки течения), вызванные срывающимися плюмами. Оставаясь в целом не строго периодичными, такие деформации при поддержании подогрева регулярно возобновлялись, что вызывало усложнение конфигурации неоднородности — растягивание ее в узкие сминающиеся листы экспоненциально убывающей со временем толщины. Описание формы и динамики эволюции такой неоднородности или элементов возможно только при статистическом подходе.

Вместе с расслоением и плюмообразованием конвективный процесс обладает принципиально важной чертой. Математический анализ систе-

мы уравнений гидродинамической модели эволюции планет позволяет предположить, что поведение решений системы определяется наличием аттрактора, включающего неустойчивые состояния покоя и связывающие их траектории. Применительно к геодинамической эволюции планеты или к конвективному процессу аттрактор может быть представлен как пучок траекторий (сценариев) последовательности переходов из окрестности одного неустойчивого геодинамического состояния в окрестность другого. В ходе эволюции реализуется какой-то один сценарий из общего числа возможных, со своей последовательностью событий, но с направленностью и граничными условиями, близкими для всего возможного пучка сценариев. В течение геодинамических процессов можно ожидать сложные сочетания главных и второстепенных условий, управляющих ими. Как правило, обсуждая такой процесс, мы в состоянии охарактеризовать только главные условия его протекания на общестатистическом уровне. Чаще всего поэтому ретроспективные утверждения (имитационные модели) о действительном сценарии методами решения прямой или обратной задач оказываются в большинстве случаев не обеспеченными достаточными данными и потому — приближительными.

Дополнительной характеристикой аттрактивного процесса является его режим: поддерживаемый (например, нагрев) или вырождающийся (например, вырождение теплоисточника). Математическая возможность существования вырождающихся затухающих колебательных режимов показана в [3]. Такие режимы соответствуют тем моментам геодинамической эволюции Земли, в ходе которых эта эволюция находилась вблизи одного из неустойчивых состояний покоя. Математические исследования перехода от одного неустойчивого состояния к другому, перехода, представляющего собой стадию активной геодинамической деятельности, показали медленное и малозаметное вначале накопление отклонений от неустойчивого состояния покоя, нарастание этих отклонений, энергичное его протекание и последующее затухание. Затухающие колебания активности процесса с переменной периодичностью соответствуют возникновению диссипативных (например, конвективных) структур и могут носить различно хаотизированный (турбулизованный) характер, что сопоставляется с наличием беспорядочного множества решений системы уравнений геодинамической эволюции. Совместным проявлением перечисленных особенностей поведения их решений может быть каскадная и разномасштабная цикличность в проявлении тектономагматической активности недр.

ОБСУЖДЕНИЕ

Ряд явлений геологического прошлого и настоящего, а также получаемые сейсмические и гравиметрические данные свидетельствуют о неоднородном строении мантии. Выделяющиеся геологические и геофизические неоднородности характеризуются широкими вариациями размеров, неравномерностью распределения в пространстве и во времени, т. е. отсутствием в их проявлении строгой ритмичности [10, 11]. Сегодня недостатком наших знаний является отсутствие точных данных о мере соответствия неоднородностей, выделенных геолого-геофизическими методами в пределах мантии, о причинах наблюдаемого несоответствия неоднородностей, занимающих сопредельные области мантии и литосферы, о стадии динамической эволюции наблюдаемых неоднородностей (активного формирования — вырождения или состояния метастабильного покоя).

Вместе с тем геологические и геофизические наблюдения, а также согласование их в рамках эволюционных диссипативных гидродинамических моделей Земли неизбежно приводят к представлению о наличии в ее структуре оболочек, тесно взаимосвязанных в эволюции. Непрерывно переходя одна в другую, они имеют сложно построенные пограничные зоны, но обладают индивидуальными реологическими свойствами и находятся в тесной динамической связи. Изменения теплового поля или поля напряжений в окрестности пограничных зон неизбежно приводят к

изменениям их инфраструктуры, пространственного положения и конфигурации (например, сложное строение границы М и изменение ее строения и положения после землетрясений).

Согласование нерегулярного и слоистого распределения свойств в геологических и геофизических объектах, а также самих объектов конвекции и диссипативных гидродинамических моделей эволюции Земли показывает возможность генетической взаимосвязи между геолого-геофизическими неоднородностями и конвективными структурами в мантии.

Отсутствие строгой временной ритмичности в повторяемости крупных геологических событий, отсутствие их строгой коррелируемости на разных континентах, нарастание беспорядочности геологических событий с уменьшением размеров областей их проявления, разномасштабность и пространственная разобщенность — все перечисленные свойства присущи конвекции с высокой надкритичностью (хаотичностью), тогда как у конвекции со слабой надкритичностью ясно выражена пространственная и временная регулярность возмущений [4].

Исследования эволюции неоднородностей показали [31] возможность эффективного перемешивания неоднородности земных недр конвективными движениями по всему объему планеты. Для оболочечной модели планет земной группы и в первую очередь Земли отсюда следует возможность существования внутри оболочек и переходных между ними зон малопериодического чередования областей с различным вещественным и, возможно, замороженным частично неравновесным минерально-фазовым составом (массивы Бени-Бушера, Рондо).

Можно ожидать, по-видимому, что пространственное совмещение большой тепловой аномалии и группы сложно чередующихся меньших минерально-фазовых или геохимических неоднородностей создаст условия для фракционного выплавления магм со смешанными вещественными (в первую очередь геохимическими) характеристиками, по которым квалифицировать приближенные размеры или геометрию отдельных минерально-фазовых или геохимических неоднородностей крайне сложно.

В периоды наибольшей и наименьшей магматической активности мантии, подстилавшей подвижные области или зоны активизации стабилизированных областей, размеры и форма ареалов выведения продуктов мантийного магматизма приблизительно соответствуют проекции разогретой магмогенерирующей области (одному конвективному тепломассопотоку или их группе). Вместе с тем любое геодинамическое событие, протекающее в недрах Земли на пространствах в сотни или тысячи километров, не может не отразиться на ее поверхности. Чем ближе к поверхности располагается или чем мощнее это событие протекает, тем меньше оснований ожидать значительных его искажений. Чем глубже оно протекает, тем большие искажения могут на него наложиться.

Фундаментальным свойством геологических (и, по-видимому, геофизических) неоднородностей, как и конвективных структур, является их историческая изменчивость, в которой при аккуратном анализе удается выделить (например, для вещественных неоднородностей ультрабазитовых мантийных тектонитов) стартовые и последующие вариации. Первые из них проявляются в отличиях концентраций элементов самых ранних минеральных парагенезисов между крупными геологическими провинциями. Эволюционные вариации иллюстрируются изменениями вещественного состава ультрабазитовых мантийных тектонитов в офиолитах Урала или Тетиса. В обеих геологических провинциях ультрабазитовые тектониты зон со сравнительно продолжительной и насыщенной тектонической историей претерпели заметно большие вещественные изменения, чем в зонах со сравнительно короткой и менее насыщенной историей [2].

Историческая и параметрическая вариативность близких геофизических и геологических явлений или объектов позволяет предполагать, что они образовались при приблизительно одинаковых условиях, но в ходе реализации различающихся сценариев эволюции, т. е. обусловлены наличием аттрактора, который сужает и регулирует выбор сценариев, наи-

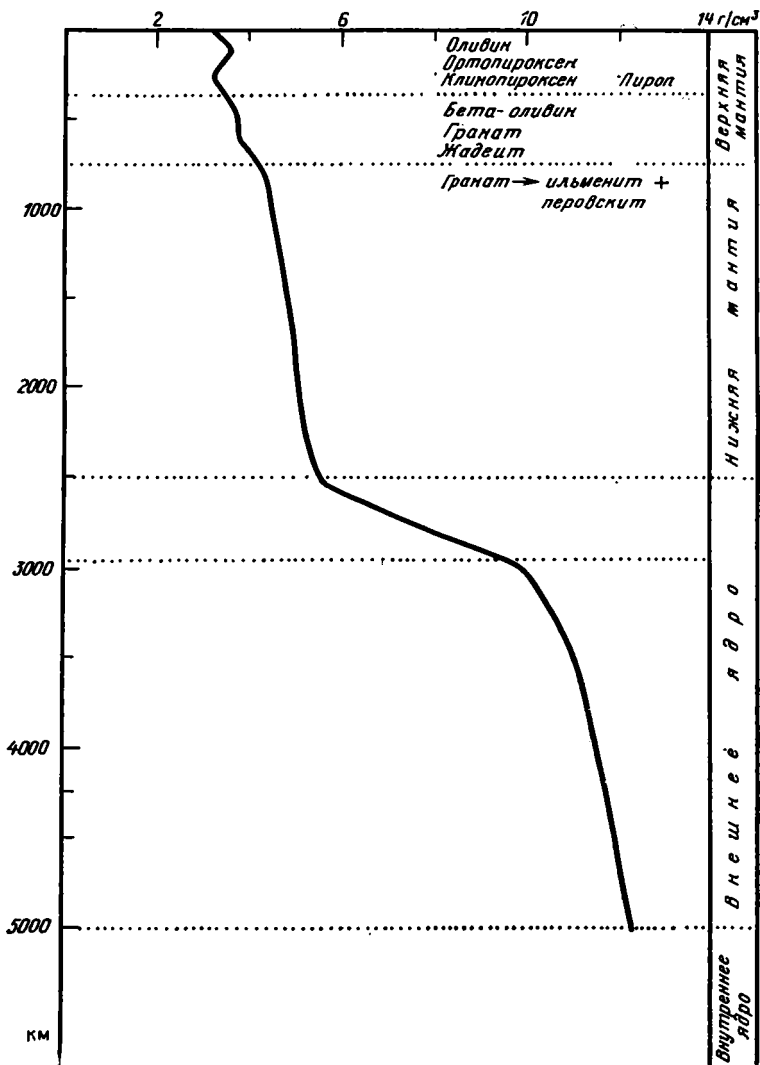


Схема развития каскадной конвекции в мантии (левая часть)

более соответствующих складывающимся условиям. Привлечение этого фактора в качестве объективного компонента диссипативного геодинамического процесса связано с его физической сущностью и требует как учета режима аттрактора (поддерживаемого или затухающего), так и его состояния (метастабильного покоя или активного, переходного между состояниями покоя).

Так, например, структура, сформировавшаяся в некоторую эпоху тектонической активизации в каком-либо районе, может реализоваться за одну или за несколько фаз, сразу на всей территории или охватывая ее частями, с равной интенсивностью во времени и в пространстве или неравномерно и т. п. Недостаточность у исследователя наблюдений снижает достоверность предсказательных или ретроспективных аналитических утверждений об особенностях развития того или иного из возможных сценариев и уменьшает возможность выделения конкретного сценария из всей группы возможных.

Взаимосвязанность распределения геологических и геофизических неоднородностей и конвективных структур, по-видимому, может рассматриваться только для подлитосферной мантии. Литосфера существенно отличается от нее неадиабатичностью теплового режима, большей неод-

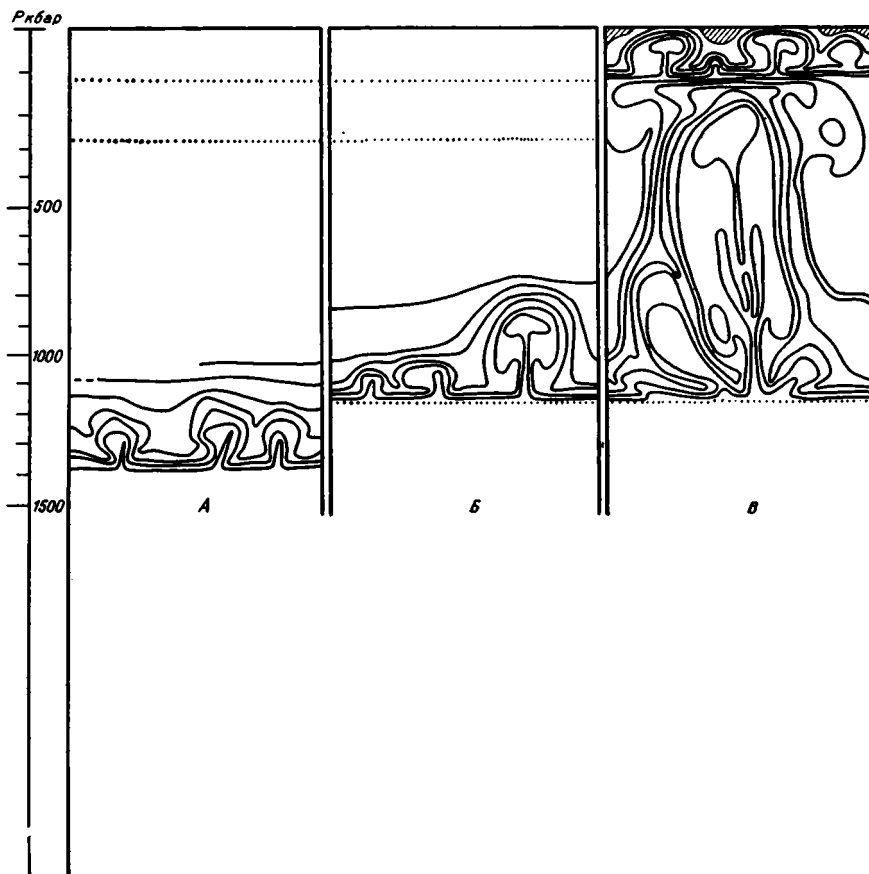


Схема развития каскадной конвекции в мантии. Внутренние границы оболочек Земли выделены по данным расчетов радиального распределения плотности (правая часть)

А. Дифференциация вещества во внешнем ядре выносит на верхнюю границу ядра массы пород с запасом плавучести. При малом избытке тепла и химическом составе, близком к составу сопредельной области нижней мантии, может развиваться конвекция со слабой надкритичностью. **Б.** Большой запас плавучести вещества определяет возможность выноса масс к границе верхней мантии. В лабораторных и численных моделях зона конвекции с малой надкритичностью располагается над зоной с большой надкритичностью. **В.** Если запас термохимической плавучести массопотока, поднимающегося на подошву верхней мантии, близок тепловому эффекту химических и фазовых превращений, то в сопредельной области верхней мантии можно предполагать слабое тепловое возмущение, которое будет поддерживаться всплывающим нижнемантийным тепломассопотоком. Когда запас его плавучести велик, конвективное возмущение глубоко затрагивает верхнюю мантию и может внести туда вещество нижней мантии или внешнего ядра. В надкритической конвекции возможен отрыв отдельных капель и струй от основного тепломассопотока

нородностью теплового поля и как следствие — сравнительно большей и быстро меняющейся эффективной вязкостью. Находясь в тесной динамической взаимосвязи с подстилающей мантией, литосфера как реологическое тело, по-видимому, меняет очертания и границы с ней в зависимости от геодинамического режима. В то же время в силу отличия реологических свойств по-особому реагирует на механические движения в сопредельной мантии, воздействует на них (обратная связь) и в то же время отзывается на эти движения специфическими деформациями, среди которых основную роль играют деформации субгоризонтального тектонического расслоения и дробления на блоки с субвертикальными геологическими границами.

Геологические и геофизические данные, а также лабораторное и численное моделирование предоставляют пока ограниченные, но вполне добротные материалы для обсуждения возможности существования и выражения взаимосвязи физико-химических неоднородностей и конвективных структур в мантии (см. рис.) За счет комплексного анализа данных, по-

лученных разными методами, могут быть уточнены параметры неоднородностей, а также их динамические характеристики.

Предлагаемое обсуждение в целом рассматривается авторами как попытка представить внутренне согласованный подход к сложнейшей теоретической проблеме: распределения и эволюции крупных неоднородностей в геосферах, без чего процессы тектогенеза и магмогенеза Земли, а также планет земной группы не могут быть поняты.

Список литературы

1. Андерсон Д. Л., Дзевонски А. М. Сейсмическая томография//В мире науки. 1984. № 12. С. 16—25.
2. Книппер А. Л., Савельева Г. Н. Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития//Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. С. 168—181.
3. Мониин А. С., Сеидов Д. Г., Сорохтин О. Г., Сорохтин Ю. О. Численное моделирование мантийной конвекции//Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 1. С. 58—62.
4. Мясников В. П., Новиков В. Л., Савельева А. А. Геологическая цикличность — отражение высоконадкритической конвекции//Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 5. С. 1189—1191.
5. Мясников В. П., Новиков В. Л., Сазонов Ю. В. Конвективные движения в недрах Земли на начальных стадиях ее эволюции//Физические свойства вещества и процессы в недрах Земли. М.: Наука, 1986. С. 43—61.
6. Мясников В. П., Фадеев В. Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы//Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1980. 231 с.
7. Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н. Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов//Сов. геология. 1976. № 1. С. 18—31.
8. Погребницкий Е. Г. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и его структурная эволюция//Сов. геология. 1976. № 12. С. 3—22.
9. Пуцаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации//Геотектоника. 1986. № 1. С. 5—16.
10. Пуцаровский Ю. М. Актуальные проблемы советской геотектоники//Геотектоника. 1986. № 1. С. 5—16.
11. Пуцаровский Ю. М., Пейве А. В. Базальты океанов и проблемы гетерогенности мантии (общий обзор)//Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. С. 5—19.
12. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
13. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
14. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
15. Aki K. 3-rd seismic inhomogeneities in the lithosphere and asthenosphere: evidence for decoupling in the lithosphere and flow in the asthenosphere//Chron UGGI. 1982. № 156. P. 131—144.
16. Allegre C. J. Isotope geodinamica//Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. № 1—2. P. 175—203.
17. Anderle R. J., Malyvas C. A. Current. Plate motions based on Doppler satellite observations//Geophys. Res. Lett. 1983. V. 1. № 1. P. 67—70.
18. Bodinier J. L. Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps//Tectonophysics. 1988. V. 149. № 1—2. P. 67—88.
19. Bousault H., Cambon P., Corff O. et al. Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region Mid-Atlantic ridge near 2° N and 36° N//Tectonophysics. 1979. V. 55. № 1. P. 11—34.
20. Christensen U. Instability of a hot boundary layer and initiation of thermo-chemical plumes//Ann. Geophys. 1984. V. 2. № 2. P. 311—320.
21. Clayton R. W., Comer R. P. A tomographic analysis of mantle heterogeneities from body wave travel time date//EOS. Transl. 1983. V. 64. № 2. P. 776.
22. Cooper A. U., Marlow M. S., Show D. W. The Bering sea — a multifarious marginal basin//In: Islands arc deep sea trenches and back-arc basins//M. Ewing ser. Amer. Geophys. Union. 1977. V. 2. № 9.
23. Cunningham P. S., Roecker S. W. Three-dementional P and S wave velocity structures of southern Peru and their tectonic implication//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B9. P. 9517—9532.
24. Dzievonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model//Phys. Earth. Planet. Inter. 1981. V. 25. № 4. P. 297—356.
25. Dzievonski A. M. Mapping of lowel mantle: determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № 137. P. 5929—5952.
26. Evolution of the Tethys//Tectonophysics.//1986. V. 123. № 1—4. Part 2. Maps (plates 1—X).
27. Forte A. M., Peltier W. R. Plate tectonics and aspherical Earth structure: the importance of poloidal-toroidal coupling//J. G. R. 1987. V. 92. № B5. P. 3645—3679.
28. Hales A. L. Is the lower mantle homogeneous?//J. Geodyn. 1984. V. 1. № 1. P. 1—9.

29. *Hashida T., Shimazaki K.* Seismic tomography: 3-d image of upper mantle attenuation beneath the Kanto district, Japan//Earth. Planet. Sci. Lett. 1985. V. 75. № 4. P. 403—409.
30. *Helmberger D. V., Engen G. B.* Upper mantle shear structure//Structures. 1974. V. 79. № 26. P. 4017—4028.
31. *Hoffman N. R., McKenzie D. P.* The destruction of geochemical heterogeneities by different fluid motion during mantle convection//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. V. 82. № 82. P. 163—206.
32. *Hovland J., Husebye E. S.* Upper mantle heterogeneities beneath Eastern Europe//Tectonophysics. 1982. V. 90. № 1—2. P. 137—151.
33. *Langmuir Ch. H., Bender J.* The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of the transform faults: observation and implications//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. № 1. V. 69. P. 107—127.
34. *Lay T.* Localized velocity anomalies in the lower mantle//Geophys. J. Roy Astron. Soc. 1983. V. 72. № 2. P. 483—516.
35. *McKenzie D., Watts A., Parsons B., Roufosse M.* Planform of mantle convection beneath the Pacific ocean//Nature. 1980. V. 288. № 6347. P. 442—446.
36. *Nakanishi I., Anderson D. L.* Measurement of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy. 11. Analysis by the single method//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. V. 78. № 2. P. 573—617.
37. *Nataf H.-C., Hager B. H.* Convection experiments in centrifuge and the generation of plumes in a very viscous fluid//Ann. Geophys. 1984. V. 2. № 3. P. 303—310.
38. *Ruff L. J., Helmberger D. V.* The structure of the lowermost mantle determined by short-period P-wave amplitudes//Geophys. J. Roy Astron. Soc. 1982. V. 68. № 1. P. 95—119.
39. *Stacey F. D., Loper D. E.* The thermal boundary-layer interpretation of D' and its role as a plume source//PEPI. 1983. V. 33. P. 45—55.
40. *Sun S. S., Nesbit R. W., Sharaskin A. Ya.* Chemical characteristics of mid-oceanic ridge basalts//Earth. and Planet Sci. Lett. 1979. V. 44. № 2. P. 119—138.
41. *Tanimoto T.* The three-dimensional shear wave structure in mantle by overtone waveform inversion — I radial seismogram inversion//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1987. V. 89. № 2. P. 713—740.
42. *Watts A. B., McKenzie D. P., Parsons B. E., Roufosse M.* The relationship between gravity and bathymetry in the Pacific ocean//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. V. 83. № 1. P. 263—298.
43. *Woodhouse I. H., Dziewonski A. M.* Mapping the upper mantle: three-dimensional modeling of the Earth structure by inversion of seismic waveforms//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № 137. P. 5953—5986.
44. *Wright C., Muirhead K. J., Dixon A. E.* The P-wave velocity structure near the base of the mantle//J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № 131. P. 623—634.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
10.I.1989

УДК 551.243.12 : 550.34.01

КАЗЬМИН В. Г.

КОЛЛИЗИИ И РИФТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ОКЕАНА ТЕТИС

В развитии океана Тетис выделяется несколько эпох рифтогенеза (поздняя пермь, поздний триас; конец юры — начало мела; конец раннего мела; конец эоцена), в течение которых от пассивной окраины океана отделялись более или менее крупные блоки (террейны), транспортировавшиеся затем к активной окраине через океан. Установлено, что эпохи рифтогенеза совпадали во времени или следовали сразу же за эпохами крупных коллизий на активной окраине. Связь обоих явлений обусловлена ведущей ролью конвективных течений в кинематике литосферных плит. В эпоху коллизий, когда движение плит было заблокировано, конвективный поток создавал большие напряжения в литосфере за счет вязкого трения. Максимальных значений эти напряжения достигали под континентами в силу большей вязкости континентальной астеносферы.

История палеоокеана Тетис хорошо изучена. Можно считать установленным, что за последние 250 млн. лет она определялась постепенным сближением Гондваны и ее фрагментов с Евразией. При этом евразийская окраина все это время была активной — под нее субдуцировалась океанская литосфера, тогда как гондванская окраина имела пассивный характер и от нее периодически отрывались более или менее крупные блоки (микроконтиненты, террейны), мигрировавшие затем через океан. С одной стороны, это приводило к закрытию старых и раскрытию новых океанских бассейнов. Так, закрытие палеозойского океана (Палеотетис) сопровождалось раскрытием мезозойского бассейна (Мезотетис) в тылу продвигавшихся террейнов [1, 34]. С другой стороны, коллизия террейнов с активной окраиной создала тот сложный «коллаж», который известен, как Альпийский пояс Евразии [1, 3, 7, 13, 23, 34]. Геологический материал, накопленный в последние годы, позволяет с достаточной точностью датировать как проявления рифтогенеза на пассивной окраине, так и коллизионные события на активной окраине. При этом выявляются несколько интересных особенностей. Во-первых, оказывается, что эти события распределены во времени не беспорядочно, а группируются в отчетливые эпохи. Во-вторых, намечается весьма определенная корреляция между коллизионными и рифтовыми событиями во времени. В самом общем виде последовательность событий, неоднократно повторявшихся в истории океана Тетис, может быть представлена такой схемой: 1) столкновение микроконтинентов с активной окраиной, 2) смещение активной оси раздвижения из океана на пассивную окраину, 3) отрыв и последующая миграция нового поколения микроконтинентов через океан Тетис. Устойчивый длительный (250 млн. лет или более) характер тектонического развития палеоокеана, определенная временная связь между коллизионными и рифтовыми событиями на его окраинах и неизменное «конвейерное» движение фрагментов Гондваны с юга на север через океан заставляют предполагать действие единого механизма, ответственного за все перечисленные явления. Таким механизмом, скорее всего, является мантийная конвекция.

ЭПОХИ КОЛЛИЗИИ И РИФТОГЕНЕЗА В ПАЛЕООКЕАНЕ ТЕТИС

Пермская эпоха. Коллизия Гондваны и Лавразии, приведшая к образованию Пангеи, происходила в несколько стадий. Столкновение Северо-Американского кратона с Африкой (аллеганская орогения) охватывает эпоху 300—250 млн. лет [26]. Этому предшествовала эпоха аккреции различных террейнов на активной окраине (акадская орогения).

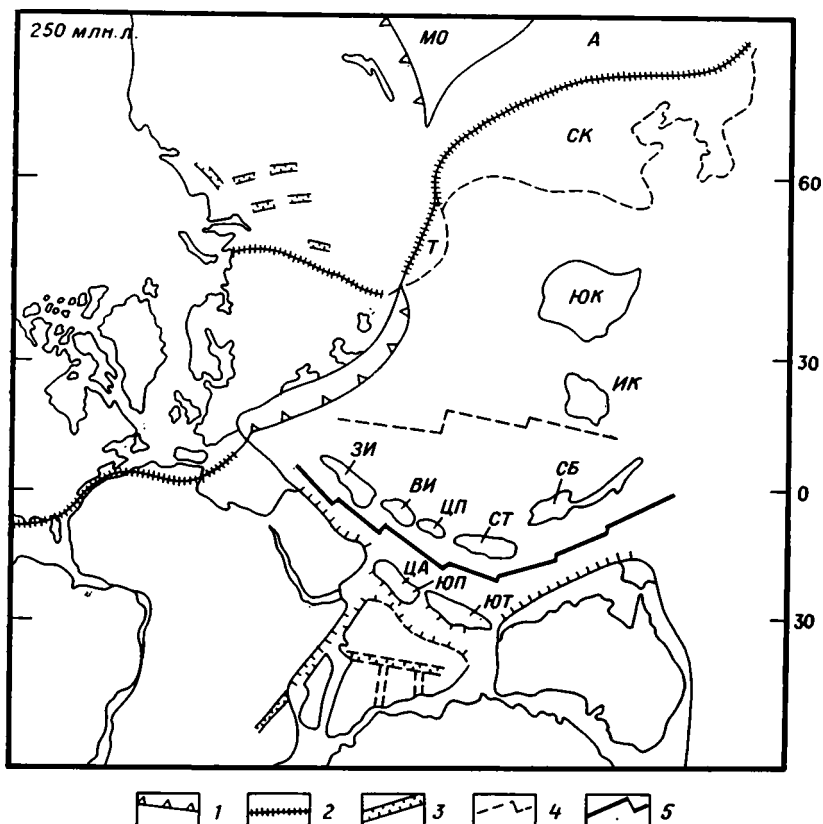


Рис. 1. Зоны коллизии и рифтогенеза на окраинах океана Тетис в перми. Положение главных плит показано по [7] с использованием [1]
 1 — зоны субдукции; 2 — коллизионные сутуры; 3 — континентальные рифты; 4 — отмершая ось спрединга; 5 — новая ось спрединга. ЗИ — Западный Иран, ВИ — Восточный Иран, ЦП — Центральный Памир, СТ — Северный Тибет, СБ — Сибирь, ИК — Индокитай, ЮК — Южный Китай, СК — Северный Китай, МО — Монголо-Охотский бассейн, А — Амурия, АП — Апулия, Та — Тавр, К — Киршехир, Б — Биситун, ЦА — Центральный Афганистан, ЮП — Южный Памир, ЮТ — Южный Тибет, Т — Тарим

Герцинская коллизия в Западной Европе и Северной Африке также завершилась в ранней перми. Так оформился гигантский клиновидный залив Мирового океана — океан Тетис [7, 29]. В результате аллеганской и герцинской коллизий оказалась заблокированной западная часть протяженной зоны субдукции, располагавшейся в палеозое на южной (современные координаты) окраине Лавразии (рис. 1). Восточнее, в Анатолийско-Кавказском сегменте этой зоны, в позднем карбоне — триасе субдукция продолжалась, по-видимому, непрерывно, так как коллизионных событий в конце палеозоя здесь не было. В то же время еще восточнее — от Тянь-Шаня до Тихоокеанского побережья — произошло столкновение крупных фрагментов Катазиатского континента — Тарима и Северного Китая — с Евразией. Для Алайско-Кокшаальской зоны Южного Тянь-Шаня поздние этапы герцинского тектогенеза приходятся на раннюю — позднюю пермь [9]. Эта деформация была вызвана столкновением Тарима с Киргизским континентом, под который длительное время происходила субдукция палеозойской литосферы океана Тетис.

Примерно в это же время континентальный блок Северного Китая сочленился с «Амурией» — континентом, включавшем Хинган и часть Забайкалья [7], — по «сутуре Линкси», протягивающейся от Южной Монголии до побережья Японского моря [36]. По данным китайских геологов, эта сutura маркирует след палеозойского океана, разделявшего Сибирь и Катазию; ей отвечает резкая граница распространения катазиатской и ангарской флоры. Столкновение произошло (или началось?)

на рубеже ранней и поздней перми, о чем свидетельствует мощная деформация и резкая смена морских фаций континентальными, а окончательно завершилось, вероятно, в триасе. Значение пермского тектогенеза (250—245 млн. лет) для формирования структуры Восточной Азии подчеркивается многими авторами [6, 16]. Таким образом, к началу поздней перми южнолавазиатская зона субдукции оказалась на большей части ее протяжения заблокированной.

На пассивной (гондванской) окраине палеоокеана пермское время ознаменовалось широким проявлением рифтогенеза. В поздней перми началась морская трансгрессия в пределы Аравии, совпавшая с зарождением периаравийской пассивной окраины [25]. По-видимому, в это время от Аравии отделился Иранский микроконтинент, в тылу которого началось раскрытие океана Мезотетис. На юго-западной окраине Ирана в зоне Санандадж — Сирджан проявления рифтогенеза и сопутствующего базальтового вулканизма фиксируются уже в девоне, в перми здесь появляются глубоководные отложения — турбидиты, свидетельствующие об образовании континентального склона, отмечаются излияния щелочных базальтов [19, 21]. Проявления базальтового магматизма рифтового типа известны по всему Ирану [12].

Восточнее шовные зоны (сутуры), маркирующие положение океана Мезотетис, прослеживаются через Афганистан (Вараш — Панджао), Памир (Рушанско-Пшартская зона) и Тибет (сутура Банггонг). Для этих зон характерно присутствие мезозойских офиолитов, местами известны пермотриасовые базальты и глубоководные терригенные и кремнистые осадки, отмечаются признаки образования сбросов в триасе. Начальное раскрытие было связано с пермским рифтогенезом, хорошо документированным на пассивной окраине Индии, где в это время происходили излияния базальтов Панджал, известных в Гималаях Тетиса и в Южном Тибете [30, 32]. Вероятно, в перми начался северный дрейф микроконтинентов Западного и Восточного Ирана, Банд-и-Баяна (Северный Афганистан), Центрального Памира, Северного Тибета [1], поскольку в конце триаса эти блоки уже столкнулись с Евразией. Возможно, в это же время или несколько ранее от Гондваны отделилась Синобирмания [4]. Другая система блоков, расположенная южнее, включала Центральный Афганистан, Южный Памир, Южный Тибет (блок Лхаса — Каракорум). Эти микроконтиненты хотя и были отделены от материка пермскими рифтами, но оставались вблизи гондванской окраины до позднего триаса. В общем можно утверждать, что пермский рифтогенез на пассивной окраине океана Тетис последовал сразу же за завершением крупных коллизий на активной окраине.

Триасовая эпоха. Конец триаса (карнийский век) ознаменовался одной из крупнейших эпох деформации на активной окраине океана Тетис (рис. 2). Деформация была вызвана столкновением с активной окраиной цепочки микроконтинентов, объединенных А. Шенгёром в «киммерийский континент» [33, 34]. Позднетриасовая (эокиммерийская) коллизия проявилась на Кавказе, где с активной окраиной столкнулся Дизский террейн — фрагмент пассивной окраины палеоокеана [14]. Возможно, этот террейн составлял западное продолжение Ирана, который в свою очередь также присоединился к Евразии в позднетриасовое время с образованием сутуры, протягивавшейся по северному фасу Эльбурса от Решта до Мешхеда [19, 22]. Скорее всего Иран в это время не представлял единого целого. Палеомагнитные данные указывают на независимое движение по крайней мере двух его частей — западной и восточной, испытавшей большое послетриасовое вращение [31]. В Афганистане эокиммерийский тектогенез обусловлен коллизией гондванских террейнов [14], объединенных под названием блок Банд-и-Баян, тогда как на Памире эквивалентная деформация, очевидно, связана со сближением террейнов Северного и Центрального Памира с одновременным закрытием существовавшего между ними океанского бассейна (Карджилгинская и Акджилгинская зоны [13]). В Тибете зоне эокиммерийской коллизии отвечает сутура Джиньша, по которой спаяна палеозойская актив-

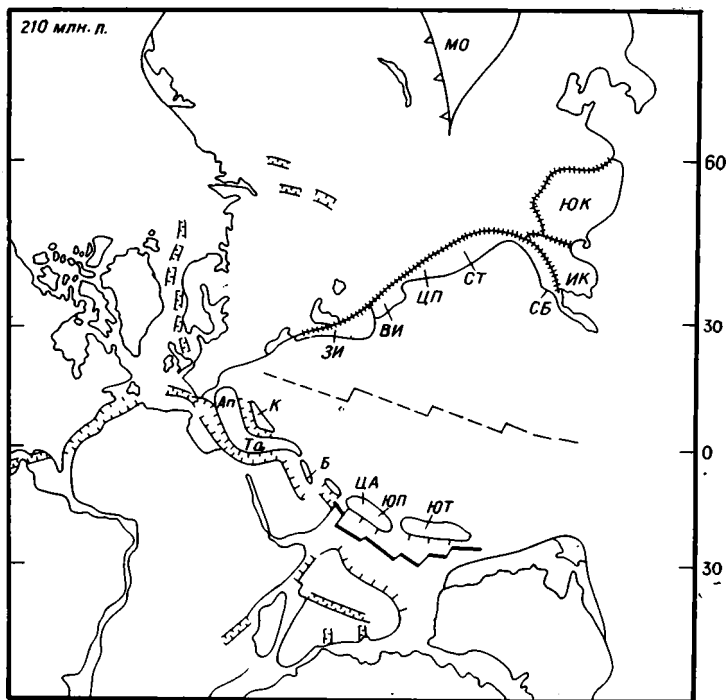


Рис. 2. Зоны коллизии и рифтогенеза на окраинах океана Тетис в среднем — верхнем триасе
Условные обозначения см. на рис. 1

ная окраина Тарима, деформированная в конце триаса (Кунь-Лунь), и микроконтинент Северного Тибета (или террейн Циньтанг [23]). Наконец, на крайнем востоке в эокимерийскую или индосинийскую эпоху произошло объединение трех микроконтинентов — Южного Китая, Индокитая и Синобирмании — в единый континент [4] и, по-видимому, приращение этого континента к Евразии по сuture Циньлиньшаня [35]. Одновременная коллизия многих микроконтинентов с Евразией заставляет предполагать, что все они были частями одной плиты, вращавшейся относительно полюса, расположенного на западе, где-то в вершине океанского клина Тетис. При этом перемещение киммерийской плиты относительно Евразии напоминало, по образному выражению Шенгёра, движение «гигантского стеклоочистителя» [34].

На пассивной окраине триасовый рифтогенез с кульминацией в позднем триасе проявился повсеместно. На западе к этому времени относится образование пассивной окраины в Восточном Средиземноморье [24], маркирующее рифтогенез и отделение Апулии и Таврской карбонатной платформы от Африки, начало раскрытия Мезотетиса. Средне- и позднетриасовый рифтогенез, сопровождавшийся излияниями субщелочных базальтов и формированием наклоненных сбросовых блоков, привел к отделению от периаравийского шельфа серии карбонатных платформ (Киршехир, Биситун и др.) и раскрытию глубоководных бассейнов с тонкой континентальной (?) корой — Пичакун; Хавасина и их аналогов [28]. В восточном направлении масштаб раздвижения возрастал, при этом в рифтовых зонах пермского заложения в позднем триасе начался спрединг. Такое развитие установлено, в частности, для бассейна, образовавшегося между Индией и микроконтинентом Южного Тибета [30, 32]. Вероятно, спрединг начался также в тылу Центрального Афганистана и Южного Памира, геологическая история которых близка к таковой Южного Тибета. Следует отметить, что континентальные рифты позднетриасового возраста проникли также далеко на запад — в область будущего Лигурийского океана и Центральной Атлантики. Таким обра-

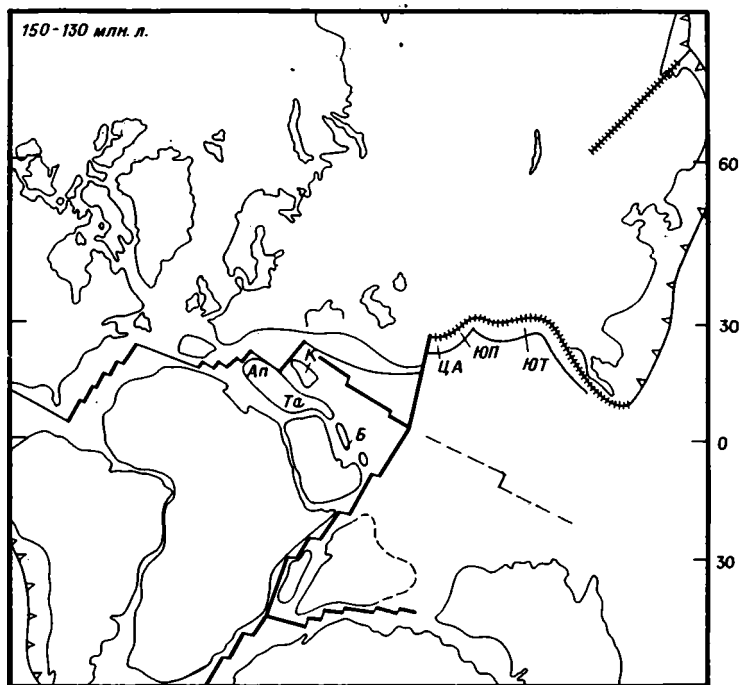


Рис. 3. Зоны коллизии и рифтогенеза на окраинах океана Тетис в конце юры — начале мела
Условные обозначения см. на рис. 1

зом, одновременно с расколом пассивной окраины океана Тетис началось отделение Гондваны от Лавразии.

Позднеюрская — раннемеловая эпоха. В поздней юре и раннем мелу крупные коллизии произошли в восточной части океана Тетис (рис. 3). К этому времени относится замыкание мезозойского океанского бассейна (Мезотетиса) к востоку от Ирана. След этого океана маркируется ситурой Вараш (Центральный Афганистан), Рушанско-Пшартской зоной Памира, ситурой Банггонг в Тибете. По ситуре Вараш к Евразии присоединился блок Центрального Афганистана. Коллизия произошла в раннем мелу в предаптское или предбарремское время, о чем свидетельствует резкое угловое несогласие и смена морских фаций континентальными [14]. Замыкание океанского бассейна Рушанско-Пшартской зоны между Центральным и Южным Памиром, а также мезозойского океана между Северным и Южным Тибетом с образованием ситуры Банггонг происходило в поздней юре — раннем мелу [18, 20]. Крупным коллизийным событием рассматриваемой эпохи было закрытие Монголо-Охотского бассейна и формирование одноименного складчатого пояса [8]. Эта коллизия, завершившая аккрецию блоков в Юго-Восточной Азии, также, видимо, имела прямое отношение к событиям в океане Тетис.

Одновременно с отмеченными коллизиями происходил дальнейший раскол Гондваны, приведший к отделению Индии. Примечательно, что расколу подверглась именно восточная часть Гондваны, противоположная зоне коллизии на активной окраине. На западе новые расколы в эту эпоху не происходили — здесь продолжалось раскрытие Лигурийского и Центрально-Атлантического сегментов океана Тетис.

Конец раннего мела. В эту эпоху в западной части океана Тетис отмечено перемещение оси спрединга из океанского бассейна в рифтовые зоны, образовавшиеся на пассивной окраине в пермо-триасе (рис. 4). Доказывается это следующим образом. Известно, что океанская кора, надвинутая на край Аравии и карбонатную платформу Тавра в кампании — маастрихте (80—70 млн. лет), имеет возраст 105—90 млн. лет [28]. Таким образом, формирование океанской коры происходило в непосред-

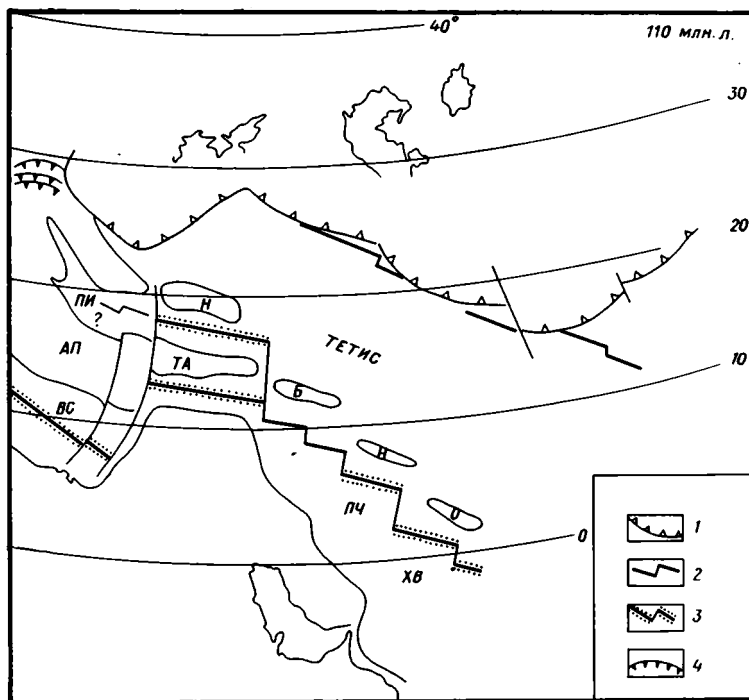


Рис. 4. Палеотектоническая схема западной части океана Тетис для конца раннего мела. Палесошироты проведены по [23]

1 — зоны субдукции; 2 — отмершие оси спрединга (хребты); 3 — активные оси спрединга; 4 — шарьяжи. Пи — Пиндский бассейн, Ап — Апулия, ВС — Восточное Средиземноморье; карбонатные платформы: К — Киршехир, Та — Тавр, Б — Биситун, Н — Нейриз, О — Оман (Н и О — источники экзотических карбонатных блоков в покровах Нейриза и Омана); Пч — Пичакун, Хв — Хавасина

ственной близости к пассивной окраине, а это говорит о перемещении к окраине оси спрединга. Одновременно начался дрейф карбонатных платформ, до этого располагавшихся вблизи пассивной окраины и составлявших внешнее обрамление глубоководных рифтовых впадин. Такой ход развития вероятен, в частности, для микроконтинента (карбонатной платформы) Киршехир [23].

С чем же было связано очередное перемещение оси спрединга на пассивную окраину? Исходя из скорости сближения Африки и Евразии, кажется вероятным, что именно в это время срединный хребет океана Тетис столкнулся с активной окраиной [23]. Таким образом, и в этом случае обнаруживается связь между коллизионными и рифтовыми событиями.

Конец эоцена — современная эпоха. В раннем эоцене (около 50 млн. лет назад) началось столкновение Индии с Евразией. Африка столкнулась с Евразией около 40 млн. лет назад, началась заключительная коллизионная стадия развития океана Тетис. Интересно проследить, как проявился процесс дальнейшего раздробления Гондваны на этой стадии.

Рифтовые зоны Красного моря и Аденского залива (рис. 5) начали формироваться около 40 млн. лет назад, быстрое раздвижение в них фиксируется с 12—15 млн. лет, а спрединг со скоростью 1,5 см/год начался в обоих рифтах соответственно 5 и 10 млн. лет назад [11]. Таким образом, раскрытие рифтовых зон со все возрастающей скоростью происходило на фоне континентальной коллизии, продолжающейся и в настоящее время. Примечательно, что Аравия, испытывающая «лобовое» столкновение с Ираном, сближается с последним быстрее (3 см/год), чем Африка с Европой (1 см/год), и это происходит за счет раскрытия Красноморско-Аденской системы рифтов [23]. Более того, от Африканской окраины продолжают отделяться малые блоки (террейны) Данакиля и Эфиопского плато. Поздние фазы раздвижения в Африке — в тылу

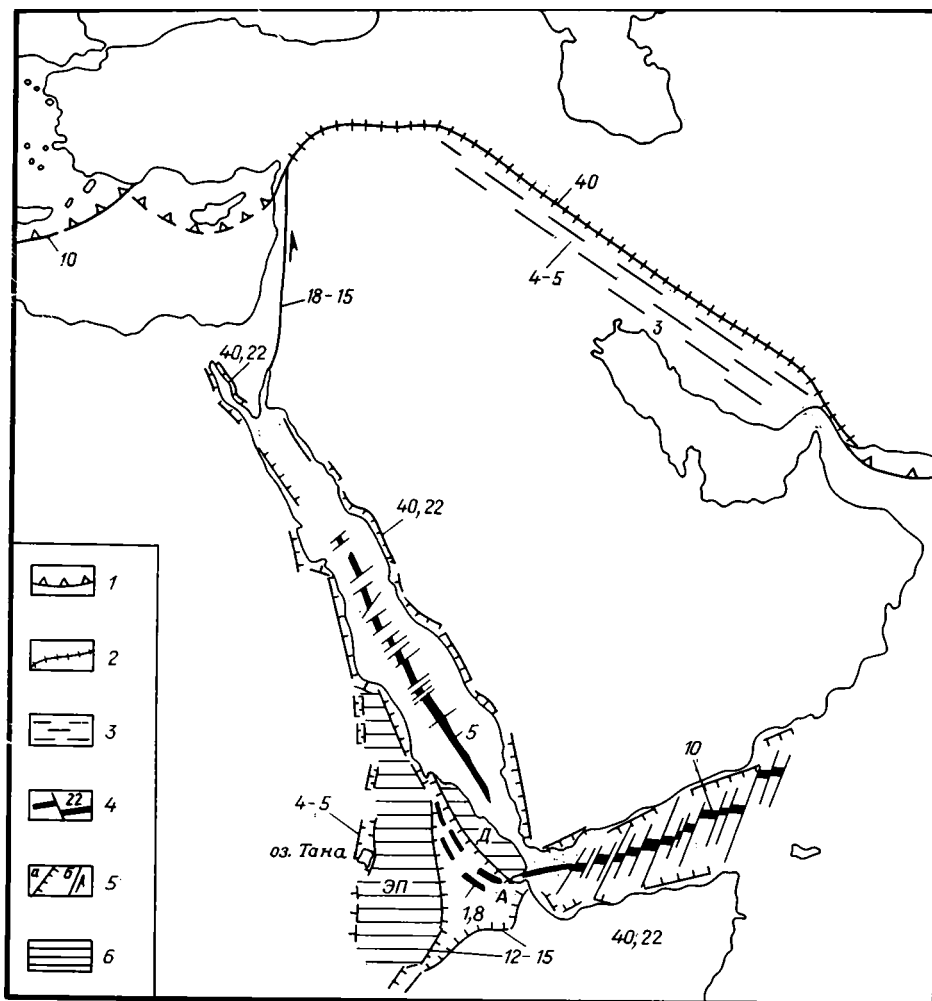


Рис. 5. Коллизионные и рифтовые структуры вокруг Аравии
 1 — зоны субдукции; 2 — коллизионная сutura; 3 — складчатый пояс; 4 — оси спрединга с трансформными разломами; 5 — бортовые уступы рифтов (а), сдвиги (б); 6 — блоки, отделяющиеся от Африки. Цифры — время образования структур, млн. лет. 3 — Загрос, Д — Данакиль, ЭП — Эфиопское плато, А — Афар

Данакильского блока — и рифтогенез на Эфиопском плато синхронны с фазой коллизионной деформации плиоцен-четвертичного возраста в Загросе.

МАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ

Изложенный материал говорит об определенной связи между коллизионными и рифтовыми событиями в палеоокеане Тетис. Повторяемость явлений на протяжении 250 млн. лет включает отрыв террейнов от пассивной окраины, их транспортировку через океан, столкновение с активной окраиной, смещение оси раздвижения снова на пассивную окраину. Все это заставляет предполагать устойчивую работу единого механизма, обуславливающего всю совокупность явлений.

По существующим представлениям литосферные плиты подвергаются воздействию трех главных сил — тяговой силы, создаваемой тяжелой пластиной литосферы, погружающейся в зоне субдукции (ТС), давления со стороны оси раздвижения, т. е. срединного хребта (ХС), и сил воложения, созданных мантийной конвекцией и приложенных к основанию плиты (СВ).

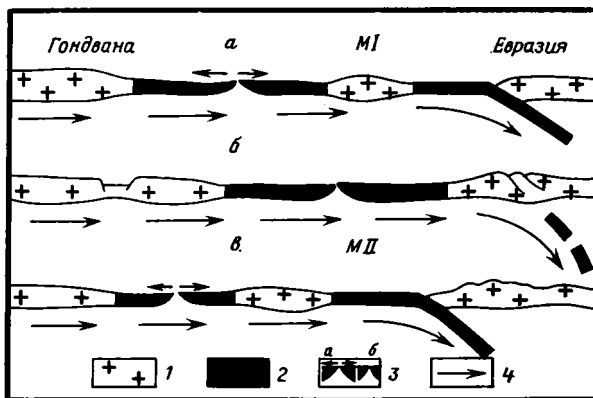


Рис. 6. Коллизия и рифтогенез в океане Тетис: *а* — микроконтинент I (MI) движется через океан; *б* — коллизия MI и одновременный рифтогенез на пассивной окраине; *в* — микроконтинент II (MII) движется через океан, в его тылу раскрывается новый океанский бассейн
1 — континентальная литосфера; 2 — океанская литосфера; 3 — ось спрединга активная (*а*) и неактивная (*б*); 4 — направление конвективного потока

ТС обусловлена отрицательной плавучестью холодной океанской литосферы, погружающейся в менее плотное (и более легкое) вещество астеносферы. Поскольку эта сила в океане Тетис была постоянно приложена к северному краю литосферных плит, с ней можно было бы связывать постоянное перемещение последних с юга на север. Однако новые разрывы литосферы при таком приложении ТС должны были бы происходить в самом тонком месте литосферной плиты, т. е. в океане Тетис. Возникновение новых рифтов на противоположной континентальной окраине океана выглядит в этом случае необъяснимым.

Литосферные плиты испытывают давление со стороны срединного хребта, рифтовой зоны. Как известно, топографическому поднятию хребта отвечает на глубине выступ астеносферы. Таким образом, литосфера на хребте оказывается приподнятой и может сползть с выступа астеносферы, создавая боковое давление. Сам выступ астеносферы стремится к расплыванию в силу гравитационной неустойчивости, и это, по мнению некоторых авторов [2], может приводить к движению литосферных плит. Каков бы не был вклад ХС в движение плит, они несомненно играют важную роль в формировании напряженного состояния литосферы, определяя, в частности, смену растяжения сжатием на удалении от оси раздвижения. В то же время сама причина образования выступов астеносферы и соответствующих топографических поднятий остается спорной. Данные по современным рифтам однозначно говорят о том, что топографические поднятия, а следовательно, и подъем кровли астеносферы происходят на 15—30 млн. лет позднее, чем первые проявления растяжения в рифтовой зоне. Следовательно, эти явления носят пассивный характер, они следствие, а не причина рифтогенеза [10, 27].

Подъем диапиров (плюмов) из глубоких областей мантии может осложнять этот процесс или, возможно, даже приводить к «активному» рифтообразованию, но действие таких мантийных энергоисточников должно быть всегда локальным. С ними трудно связать отделение от пассивной окраины Гондваны узких (первые сотни километров) и протяженных (тысячи километров) блоков континентальной литосферы, подобных «киммерийскому континенту». Тем более, что это отделение не сопровождалось образованием заметных поднятий или мощным плато-базальтовым магматизмом, т. е. явлениями, которые обычно интерпретируют как признаки «активного» рифтогенеза.

Значительно более правдоподобной кажется связь движений террейнов в океане Тетис с мантийной конвекцией. Эту связь можно представить следующим образом (рис. 6). Конвективный поток, движущийся с юга на север, обеспечивал транспортировку фрагментов Гондваны через

океан Тетис к зоне субдукции. В эпоху крупных коллизий последняя оказывалась заблокированной, движение литосферных плит застопоривалось. Когда плиты лишались возможности свободно перемещаться с несущим потоком, течение астеносферного вещества (СВ) должно было создавать на подошве литосферы огромные напряжения. На вероятность таких напряжений, возможно, превосходящих прочность литосферы, указывал, в частности О. Г. Сорохтин [17]. В его модели напряжения возникают за счет разности в скорости конвективного потока (высокой) и литосферных плит (значительно более низкой). Очевидно, тот же эффект возникнет (или усилится), если плита вообще потеряет возможность перемещаться, а движение конвективного потока под ней будет продолжаться.

Возникшие напряжения приведут, во-первых, к образованию новой зоны субдукции на границе континент — океан в тылу присоединившихся террейнов. Именно такое явление неоднократно повторялось в истории океана Тетис. С другой стороны, произойдет раскол плиты и образование новой оси раздвижения.

Почему же эта новая ось возникала не в океане, а смещалась в крайнюю часть Гондваны? Известно, что астеносфера под континентами и океанами существенно различается. Под океанами выделяется область развития «аномальной мантии», в которой мантийное вещество частично расплавлено. Под континентами астеносфере отвечает, очевидно, слой пониженной вязкости, но без большого содержания расплава. Следствием этого является значительно бóльшая (на 1—2 порядка) вязкость вещества астеносферы под континентами, чем под океанами [5].

Если судить о скорости астеносферных течений по скорости перемещения литосферных плит, то большой разницы в скорости течений под континентами и океанами быть не должно. Так, максимальные известные скорости для океанской плиты (до 18 см/год — Тихоокеанская плита) примерно равны скорости перемещения Индии в позднем мелу — палеоцене. При близких величинах скорости напряжения, создаваемые течениями, должны быть значительно выше под континентами, чем под океанами. Следует добавить, что в случае океана Тетис положение новой оси раздвижения, вероятно, предопределялось также раздробленностью палеозойской пассивной окраины, унаследованной от ранних проявлений рифтогенеза.

ВЫВОДЫ

Отрыв континентальных блоков (террейнов) и их последующая транспортировка через океан Тетис происходили вслед за эпохами крупных коллизий и блокировкой главных зон субдукции на активной окраине. Связь между этими явлениями может быть объяснена, если предполагать, что кинематика процесса обусловлена конвективными течениями в мантии. Торможение литосферных плит при коллизии приводит к «проскальзыванию» астеносферного потока под неподвижной плитой, возникновению больших напряжений за счет вязкого трения, расколу плиты с образованием новой оси раздвижения. В порядке предположения можно поставить вопрос: не являются ли процессы такого же типа причиной распада Пангеи сразу же после их образования?

Список литературы

1. Адамия Ш. А., Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А. История формирования структуры Средиземноморского пояса в палеозое и раннем мезозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 93—108.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21—30.
4. Гатинский Ю. Г. Геокинематические реконструкции юго-восточной части Азиатского континента // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 4. С. 61—69; № 5. С. 10—19.

5. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 415 с.
6. Добрецов Н. Л. Проблемы геологии Восточной Азии//Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 3—11.
7. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое//Геотектоника. 1987. № 3. С. 16—27.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника плит территории СССР//Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Тезисы докладов XX Всесоюз. тектонического совещания. М., 1987. С. 23—24.
9. Зубцов Е. И., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Новая схема домезозойской тектоники Тянь-Шаня//Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 5. С. 1153—1156.
10. Казьмин В. Г. Два типа раскола континента//Геотектоника. 1984. № 2. С. 23—36.
11. Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки, раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
12. Романько Е. Ф., Кривякин Б. Б., Мельников Б. Н. О вулканизме в палеозойской истории Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса//Геотектоника. 1988. № 1. С. 80—91.
13. Руженцев С. В., Швольман В. А., Пашков Б. Р., Поспелов И. И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167—175.
14. Сборщиков И. М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис. М.: Наука, 1988. 205 с.
15. Сборщиков И. М., Казьмин В. Г. Развитие северной окраины океана Тетис при переходе от палеозоя к мезозою//Геологическая история территории СССР с позиций теории тектоники литосферных плит. М.: Наука, 1989.
16. Соловьев В. О. Позднепермский тектогенез Восточной Азии//Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 10—17.
17. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
18. Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах//Тр. ГИН. Вып. 302. М.: Наука, 1977. 159 с.
19. Berberian M., King G. C. P. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran//Canad. J. Earth. Sci. 1981. V. 18. P. 210—265.
20. Chang Chengfa, Chen Nansheng, Cowarg M. P. et al. Preliminary conclusions of the Royal Society and Academia Sinica 1985 geotraverse of Tibet//Nature. 1986. V. 323. P. 501—507.
21. Cherven V. B. Tethys marginal sedimentary basins in western Iran//Geol. Soc. Amer. Bull. 1986. V. 97. № 5. P. 516—522.
22. Davoudzadeh M., Schmidt K. A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran//New Jb. Geol. Paläontol. Abhandl. 1984. B. 168. H. 2/3. S. 182—207.
23. Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L. et al. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since Lias//Tectonophysics. 1986. V. 123. № 3—4. P. 241—315.
24. Garfunkel Z., Derin B. Permian-early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implications for the history of the Eastern Mediterranean//Geol. Evol. East. Mediter. Oxford, 1984. P. 187—201.
25. Glennie K. W., Boeuf M. G. A., Huges Clarke M. W., Moody-Stuart M., Pilaar M. F. H., Reinhart B. M. Geology of the Oman mountains//Koninkl. ned. Geol. Minijnbow. Geoot. Verh. 1974. V. 31. 423 p.
26. Hatcher R. D., Jr. Tectonics of the southern and central Appalachian internides//Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1987. V. 15. P. 337—362.
27. Kazmin V. G. Two types of rifting: dependence on the conditions of extension//Tectonophysics. 1987. V. 143. P. 85—92.
28. Kazmin V., Ricou L. E., Sborshnikov I. M. Structure and evolution of the passive margin of the Eastern Tethys//Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 153—179.
29. Livermore R. A., Smith A. G., Vine F. J. Late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of Pangaea//Nature. 1986. V. 322. P. 162—165.
30. Radhakrishna T. Collision tectonics in the Himalaya as evidenced by the Indus and Shyok rock assemblages//Tectonophysics. 1987. V. 134. P. 1—16.
31. Schmidt K., Soffel H. Mesozoic-Cenozoic geological events in Central-Eastern Iran and their relation to palaeomagnetic results//New Jb. Geol. Paläontol. Abhandl. 1984. B. 168. H. 2/3. S. 173—181.
32. Sharma K. L. Crystal growth and two-stage India-Eurasia collision in Ladakh//Tectonophysics. 1987. V. 134. P. 17—28.
33. Sengör A. M. C. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications//Nature. 1979. V. 279. P. 590—593.
34. Sengör A. M. C. The cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia//Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1984. № 195. 82 p.
35. Sengör A. M. C. East Asian tectonic collage//Nature. 1985. V. 318. P. 16—17.
36. Wang Quan, Liu Xueya. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in inner Mongolia of China//Tectonics. 1986. V. 5. № 7. P. 1073—1088.

УДК 551.243.12 : 550.34.01

МАЛКИН Б. В., ШЕМЕНДА А. И.

О МЕХАНИЗМЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

На основе результатов физического моделирования и теоретического анализа исследуются закономерности и механизм рифтинга. Обычно им охвачены обширные длительно живущие «горячие» области, в пределах которых отдельные рифтовые зоны развиваются за счет регионального растяжения и представляют собой зоны локализации деформации (шейки). Существенную роль в рифтинге играют пластические слои пониженной прочности, которые могут существовать в коре в зависимости от конкретных условий. С параметрами (выраженностью) этих слоев на разных участках «горячей» области связываются места, благоприятные для заложения рифтовых зон и излияния платобазальтов. Развитие шейки (рифта) сопровождается замещением нижних слоев коры более прочным мантийным веществом. Это в условиях прерывистого растяжения может приводить к упрочнению (в среднем по глубине) литосферы в рифтовых зонах и их скачкам (многократному рифтингу). «Горячие» точки (пятна) являются местами, где рифты часто испытывают изломы и разветвление. При многократном рифтинге в «горячем» пятне могут стягиваться и пересекаться разновозрастные рифтовые зоны.

Проблема континентального рифтогенеза (рифтинга) содержит еще много неясных вопросов. Подходы различных авторов к их решению лежат в основном в рамках представлений о «пассивном» и «активном» механизмах развития рифтовых зон [2, 3, 6, 8, 19, 34, 36]. В модели «пассивного» рифтогенеза, восходящей к работе У. Бачера [29], основная роль отводится региональному растяжению литосферы, а в «активном» механизме — подъему под рифтовой зоной аномально разогретых мантийных масс (термодиапиризму). Каждая из этих моделей сталкивается с определенными противоречиями, действительными или кажущимися. Например, обе модели не могут корректно объяснить образование выступов аномальной мантии (астеносферы), наблюдаемых практически под всеми современными рифтовыми зонами. Расчеты показывают, что для образования таких выступов по «активному» механизму, путем подплавления снизу литосферы, за время жизни рифтовых зон (первые десятки млн. лет) требуются нереально мощные тепловые источники в мантии [4, 5, 7]. В рамках же «пассивной» модели не удается объяснить горизонтальные размеры астеносферного выступа. Его ширина обычно существенно больше, чем можно ожидать из механической модели образования шейки в растягиваемой литосфере [15, 25, 34].

Слабость рассматриваемых моделей становится еще более ощутимой при попытках детальной расшифровки эволюции и динамики континентальных рифтовых зон. Например, за пределами «чувствительности» этих моделей остается такой на первый взгляд парадоксальный факт: новые рифтовые зоны при заложении часто избегают районов рифтообразования предшествующих тектонических этапов [40] (хотя нередко остаются пространственно близки к ним), где, казалось бы, литосфера должна быть наиболее ослабленной. Станным кажется поведение рифтовых зон в районах «горячих» (*hot spot*) и «холодных» пятен. В них отмечаются изломы в простирании рифтов, аномальные явления при разрыве литосферы (переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу), специфический магматизм. В предлагаемой работе эти и некоторые другие вопросы рифтогенеза рассматриваются на основе результатов физического моделирования и теоретического анализа развития континентальных рифтовых зон.

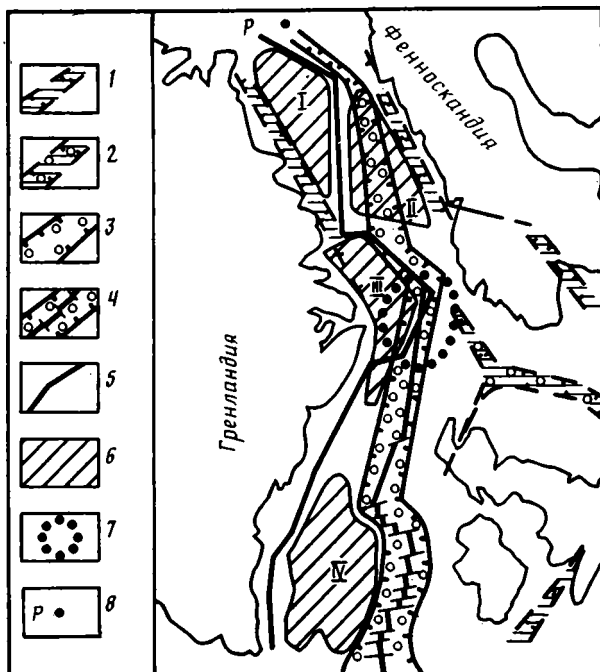


Рис. 1. Положение рифтовых систем разных возрастных генераций в Северной Атлантике (реконструкция к началу раскрытия океана — КЗ₁). По данным [23, 27, 31] 1 — основные рифтовые грабены ранней генерации (P—T); 2 — рифтовые грабены ранней генерации, продолжившие развитие в мезозое (I—K₁); 3 — мезозойская рифтовая система Вёринг—Роколл (I—K₁); 4 — линия мезозойского раскола континента в трое Роколл (K₁); 5 — линия раннекайнозойского раскола континента (линия начала раскрытия Северной Атлантики), (Pg); 6 — шельфовые плато с утоненной континентальной корой, возникшие в результате многократного рифтинга; 7 — зона влияния Исландского горячего пятна; 8 — полюс раскрытия Северной Атлантики в меловой период

ГЕНЕРАЛИЗОВАННАЯ СХЕМА РИФТИНГА

Прежде чем перейти к анализу геодинамики рифтовых зон, необходимо определиться в отношении общей схемы рифтогенеза. Совокупность геоисторических данных свидетельствует о существовании в фанерозе длительно (порядка 100 млн. лет) развивающихся достаточно обширных областей с горизонтальными размерами в тысячи километров, в которых происходило образование и отмирание многочисленных рифтов, формировался характерный блоково-дифференцированный рельеф, изливались базальты. Такие области существуют в настоящее время и известны в геологическом прошлом. В качестве примера можно привести область длительного, многоактного рифтинга, начавшегося еще в пермский период и завершившегося в кайнозое образованием Северной Атлантики. Здесь отмечаются три крупные возрастные генерации рифтов: пермо-триасовая, юрско-меловая и кайнозойская (рис. 1), каждая из которых еще подразделяется на фазы [23, 27, 31]. Эта область по положению и геотектоническому режиму практически совпадает с выделенной еще Ван Беммеленом мегаундацией Туле [4]. Подобного рода «рифтопродуктивные» области выделяются и другими авторами, использующими иную терминологию для их обозначения, например, для современной эпохи в Восточной Азии [17] (рис. 2) и в Восточной Африке [28].

Современные рифтопродуктивные области характеризуются аномальным прогревом и уменьшенной мощностью литосферы. Это достаточно надежно установлено несколькими независимыми геофизическими методами для Восточной Африки [1, 28] и Восточной Азии [45]. Дополнительными косвенными признаками таких областей могут быть возвышенный блоково-дифференцированный рельеф и магматизм [9, 17, 37]. Последний, как показано в работе [44] на примере Северной Атлантики,

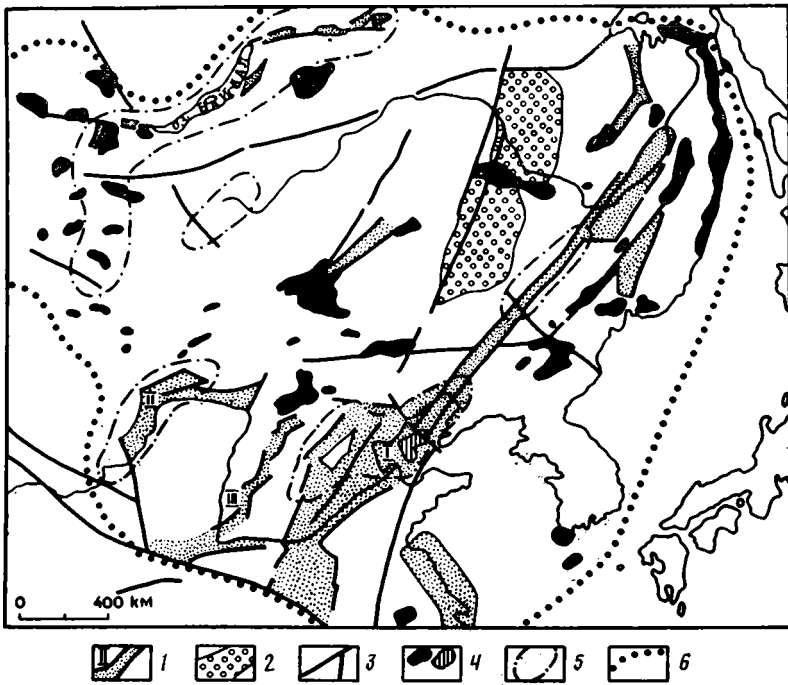


Рис. 2. Восточно-Азиатская кайнозойская рифтопродуктивная область (составлено с использованием материалов [9, 33, 45, 46])
 1 — кайнозойские рифтовые зоны различных возрастных генераций; 2 — рифтогенные депрессии; 3 — главные разломы; 4 — ареалы базальтовых излияний: а — на поверхности, б — погребенные под осадками рифтовых зон; 5 — участки литосферы с толщиной менее 80 км; 6 — предполагаемые границы Восточно-Азиатской «горячей» области.
 Римские цифры объяснены в тексте

особенно чувствителен к температурным аномалиям астеносферы на предрифтовой стадии.

По аналогии с «горячими» пятнами рассматриваемые рифтопродуктивные участки литосферы можно назвать «горячими» полями [7] или областями (*hot regions* [37]). В отличие от «горячих» пятен, являющихся, как предполагают, результатом действия сравнительно узких мантийных струй (плюмов), образование «горячих» областей обусловлено, по-видимому, длительным (порядка 100 млн. лет) воздействием на литосферу крупномасштабных мантийных течений (вероятно, восходящих). «Горячие» области могут быть связаны также с развитием в прошлом коллизионных процессов, т. е. иметь унаследованный характер [38].

Участки с утоненной литосферой должны испытывать тенденцию к горизонтальному растяжению (расширению). Это обусловлено существованием под горячей областью выступа аномальной мантии с пониженной плотностью [3], которая, воздействуя на окружающие корни более толстой литосферы, как бы распирает их. Такой распор будет более сильным при наличии под горячей областью расходящихся течений. Естественно, результирующее напряженное состояние области с утоненной литосферой зависит от условий на ее границах. Если эти границы сближаются (т. е. область сдавливается), то растяжение будет подавлено и установится сжатие. При отсутствии сжимающих усилий на границах литосфера в горячей области должна испытывать региональное горизонтальное растяжение, которое может усиливаться внешним растяжением (расхождением границ), как это, по-видимому, имело место в Северной Атлантике в мезо-кайнозое. Под действием растяжения в отдельных зонах происходит локализация пластических деформаций и в результате — сравнительно быстрое механическое утонение здесь плиты, т. е. внутри горячей области образуются отдельные рифты. Таким образом, намечается синтез пассивного и активного механизмов рифто-

генеза (его возможность и необходимость предполагалась многими исследователями [4, 34]). Оба механизма действуют одновременно, однако характеризуются различными временными и пространственными масштабами. Горячие области с утоненной литосферой формируются по «активному» механизму, благодаря, по-видимому, мантийной конвекции, имеющей характерные масштабы порядка 1000 км и 100 млн. лет (время перестроек конвекции [21]). Конкретные же рифтовые зоны образуются внутри этих областей в соответствии с «пассивной» схемой и имеют ширину около 100 км, а время жизни — первые десятки млн. лет [19].

Следует отметить, что «пассивный» рифтогенез может развиваться не только за счет регионального растяжения литосферы. Рифтовые зоны (рифтоподобные структуры) образуются и в результате более локального растяжения, возникающего, в частности, при сдвиге контактирующих по криволинейной границе блоков литосферы или коры (*pull apart* структуры [35]), сильном сдавливании блоков, приводящем к их поперечному раздвигению [8], и в некоторых других ситуациях [18].

Особенностью рифтогенеза является прерывистость его проявления во времени — фазы растяжения и активного рифтинга сменяются нейтральным состоянием или, возможно, даже сжатием литосферы [19]. Период этих изменений может быть различным — от сотен тысяч до десятков млн. лет. При этом, если в пределах одной горячей области на определенном отрезке времени развивается несколько рифтов (обычно они организованы в 2—3 рифтовые системы), то фазы изменения напряженного состояния в них синхронны [14, 31]. Это подтверждает региональный характер поля напряжений в горячей области и соответственно «пассивный» механизм развития отдельных рифтов.

С прерывистостью рифтогенеза связан очень важный и на первый взгляд парадоксальный феномен — достаточно часто при возобновлении растяжения после длительного (в несколько десятков млн. лет и более) перерыва наблюдаются «скачки» рифтовых зон, т. е. происходит отмирание одних рифтов и образование новых в пределах одной «горячей» области. Примером может служить та же Северная Атлантика (см. рис. 1), где пермо-триасовая, позднемезозойская и раннекайнозойская генерации палеорифтов пространственно разобщены, за исключением района влияния Исландской горячей точки. Аналогичные явления, но для менее длительных интервалов времени, отмечаются в Восточно-Азиатской горячей области, где пространственно разобщены не только кайнозойские и мезозойские рифтовые системы (например, кайнозойская Байкальская и позднемезозойская Забайкальская рифтовые системы), но и некоторые рифты внутри кайнозойской возрастной генерации. Так, неоген-четвертичная рифтовая зона Шаньси (см. рис. 2, III) образовалась между двумя палеогеновыми рифтами (см. рис. 2, I, II) [33, 45]. Понять это явление в рамках описанной общей схемы рифтогенеза можно, только предположив, что существует механизм упрочнения ослабленной и утоненной литосферы в рифте между фазами растяжения или от фазы к фазе, благодаря которому плита в рифтовой зоне в какой-то момент времени становится более прочной, чем в межрифтовых участках. Прежде чем перейти к обсуждению возможного механизма такого явления, приведем некоторые результаты физического моделирования рифтогенеза.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ОПЫТОВ

Проводилось моделирование пассивного механизма рифтогенеза в рамках двухслойной модели верхней мантии «горячей» области. Верхний слой — литосфера обладает упруговязкопластическими свойствами, а нижний (астеносфера) — маловязкая (по сравнению с литосферой) жидкость. Литосфера моделировалась системами композиционных материалов на основе жидких и твердых углеводородов, а астеносфера — чистой водой и расплавом «литосферного» вещества. Исследовались деформации «литосферной» плиты в условиях осевого горизонтального растяже-

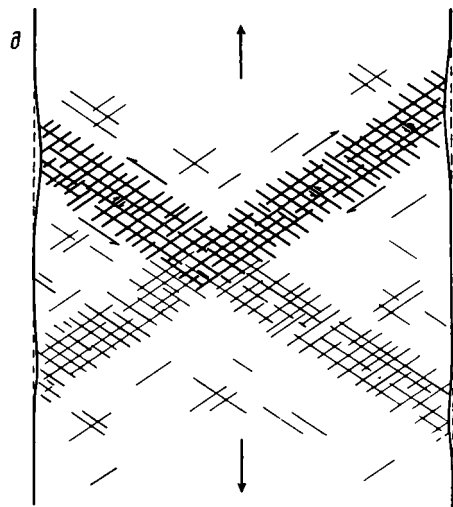
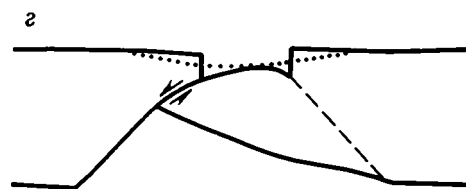
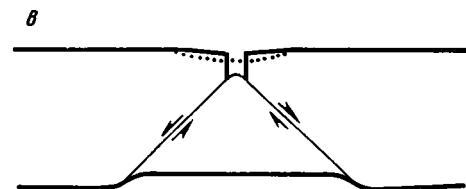
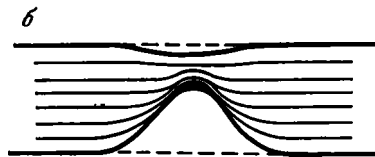
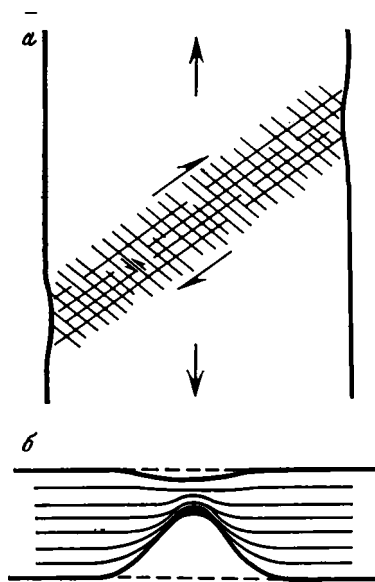


Рис. 3. Строение зоны локализации деформации плиты по [25, 26]

a, ∂ — в плане: a — отношение длины образца L к его ширине d достаточно велико, $\sim L/d > 3$ (горизонтальные размеры плиты намного больше ее толщины); $\partial = L/d < 3$, тонкими линиями показаны сдвиги, возникающие на начальной стадии растяжения и затем отмирающие; $б-г$ — в разрезе: $б$ — первоначально однородная плита; тонкие линии — маркеры, которые до деформации были прямыми и параллельными; пунктиром показано положение подошвы и кровли плиты до деформации; $в, г$ — стадии развития локализации деформации в плите, на поверхности которой предварительно сделаны неглубокие поперечные субвертикальные разрезы; точечными линиями условно показан уровень, который бы приняла поверхность плиты, если бы ее верхний слой имел низкую прочность и мог «растекаться» под действием силы тяжести по системе сбросов; пунктиром показан отмерший разлом, активный на стадии «в». Остальные пояснения в тексте

ния, приложенного к ее противоположным границам (к границам «горячей области»). Более подробно условия проведения аналогичных опытов, модельные материалы и выполняемые условия подобия описаны в работах [24, 25].

Основные результаты экспериментов сводятся к следующему. На самых начальных стадиях растяжения однородной плиты наблюдается более или менее равномерное ее удлинение. Затем деформация локализуется в сравнительно узкой линейной зоне, ширина которой соизмерима с толщиной плиты. Эта зона расположена под углом $\psi_0 = 50-60^\circ$ к вектору растяжения и выражена на поверхности скоплением двух семейств пересекающихся тонких линий нарушения вещества (сдвиговых линий), идущих с некоторым шагом, зависящим от свойств модельного материала. Линии одного семейства ориентированы вдоль зоны локализации, а другого — пересекают ее под углом около $2\psi_0$ (рис. 3, a). Это второе семейство состоит из более коротких линий, по которым развиваются сравнительно небольшие смещения. При дальнейшем растяжении в зоне локализации деформации происходит резкое утонение плиты — образуется шейка (см. рис. 3, $б$). Утоняются все слои «литосферы». Максимальное утонение происходит в ее нижней части (см. рис. 3, $б$). Это результат действия изостатических сил, выталкивающих вещество плиты в шейке по мере растяжения вверх [25]. Елагодаря этим силам прогиб

(рифт) на поверхности, возникающий на начальных стадиях локализации деформации, слабо углубляется с течением времени (растет в основном его ширина), а на заключительных стадиях «рифтинга» (перед полным разрушением плиты и началом спрединга) может происходить даже подъем его центрального участка [25]. Следует отметить, что экспериментальная модель описывает (может описывать) лишь «осредненные» деформации, так как реальная реологически стратифицированная плита заменена в ней однородным пластическим слоем. Подобие выполняется только по эффективным (средним) значениям параметров плиты. По этой причине на поверхности модели практически не видны сбросовые уступы и грабены, являющиеся в реальных условиях результатом разрушения верхнего хрупкого и малопрочного слоя коры.

Закономерности заложения и развития шейки зависят от свойств модельного вещества, в частности от степени его пластичности (или хрупкости), т. е. от того, какая пластическая деформация $\Delta\epsilon$ может развиваться в материале до его разрушения, и относительной величины сброса

напряжения при разрушении $K = \frac{\tau_s^{\max} - \tau_s^{\min}}{\tau_s^{\max}}$, где τ_s^{\max} и τ_s^{\min} — соответ-

ственно начальная и остаточная (после разрушения) прочность вещества. Кроме этого, особенности развития локализации деформации определяются соотношением ширины d и длины L образца, а также наличием у поршня (движение которого приводит к растяжению приваренной к нему плиты) степени свободы в направлении, перпендикулярном к оси растяжения (такая «свобода» создается путем нежесткого крепления поршня к элементам установки). Так, при достаточно больших $\Delta\epsilon$ и малых K растяжение образца на начальных стадиях сопровождается возникновением упомянутых выше семейств тонких сдвиговых линий в широкой области — практически по всей поверхности образца. Затем выделяется «макрозона» локализации — сгущения линий (таких зон может быть несколько), в которой далее развивается шейка. При этом на остальных участках плиты деформация прекращается.

Уменьшение $\Delta\epsilon$ и увеличение K приводят к тому, что локализация происходит более резко, шейка получается уже, а участки образца вне ее не несут следов деформации. При дальнейшем уменьшении $\Delta\epsilon$ и росте K нарушается симметрия деформации в шейке, показанная на рис. 3, б. На некоторой стадии в ней возникают узкие сдвиговые (в разрезе) зоны (т. е. происходит разрушение материала), наклоненные к горизонту под углом около 45° . По ним при дальнейшем растяжении происходит раздвижение смежных блоков, вначале без потери контакта между ними, и лишь тогда, когда произойдет сильное утонение «литосферы» (в результате этого раздвижения), фрагменты плиты разъединяются [25]. Аналогичные результаты получаются и при испытании достаточно пластичной плиты, если на ее поверхности предварительно сделать неглубокие субвертикальные разрезы, имитирующие разломы в хрупком и малопрочном коровом слое литосферы (см. рис. 3, в, г). Показанные на рис. 3, в, г в верхней части плиты вертикальные уступы образованы в результате раскрытия и прорастания до некоторой глубины одного из таких разрезов, оказавшегося в центре зоны локализации деформации. Существенно, что на стадии деформации, соответствующей рис. 3, г, выдвигание «литосферного» клина может происходить в разные стороны с равной вероятностью — вправо, как показано на рис. 3, г, или влево — по другому разлому. Поэтому при испытаниях достаточно широких образцов часто получается так, что выдвигание клина на разных участках зоны локализации деформации происходит в разные стороны. Это приводит к развитию в «рифтовой зоне» диагональных структур (вершина поднимающегося клина в зоне изменения «знака» асимметрии деформации занимает диагональное положение) и определяет ее сегментацию, которая может быть унаследована и на стадии спрединга (зоны изменения знака асимметрии являются зародышами трансформных разломов) [26].

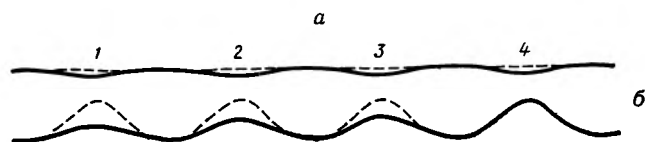
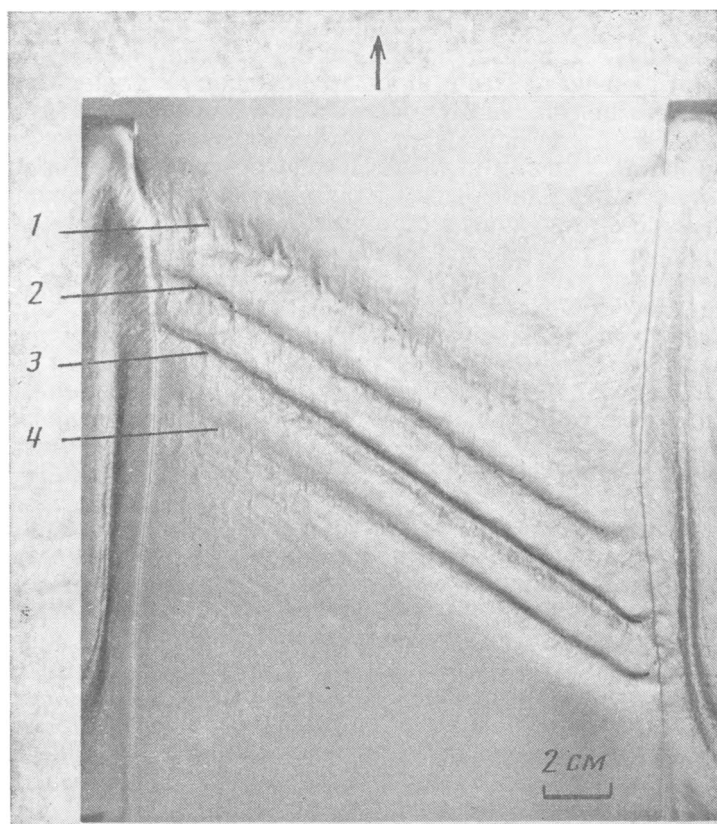


Рис. 4а, б

Дальнейшее увеличение хрупкости модельного материала, приближающее его свойства к верхним слоям коры, приводит к тому, что разрушение образцов происходит не за счет локализации деформации, а путем образования макротрещин, субперпендикулярных оси растяжения.

Конфигурация образующихся шеек становится более сложной при наличии в образце неоднородностей, например ослабленных зон или разломов. На них шейка может испытать излом, образуя сопряженную под углом $2\psi_0$ ($110-120^\circ$) пару «рифтов» [11]. Близкий результат получается и в однородном образце при достаточно малом отношении его длины L к ширине d ($L/d < 3$) и «жестком» креплении поршня (см. рис. 3, д). Если же L/d настолько мало, что в плите не помещается сопряженная под углом $2\psi_0$ пара шеек или даже единая шейка под углом ψ_0 к оси растяжения, то картина получается еще сложнее. В этом случае на начальных стадиях опытов в разных местах, тяготеющих к боковым границам модели, на поверхности возникают описанные выше семейства сдвиговых линий. Далее в зонах их скопления происходит зарождение шеек. Часть из них затем затухает, а продолжающие развиваться либо пересекаются под углом $2\psi_0$ (если это возможно геометрически), либо соединяются произвольно ориентированными шейками, сравнительно резко возникающими на центральных участках плиты.

Проводились эксперименты, в которых перед растяжением в плите создавалась искусственная шейка (производилось утонение образца снизу), ориентированная перпендикулярно оси растяжения. Оказалось, что

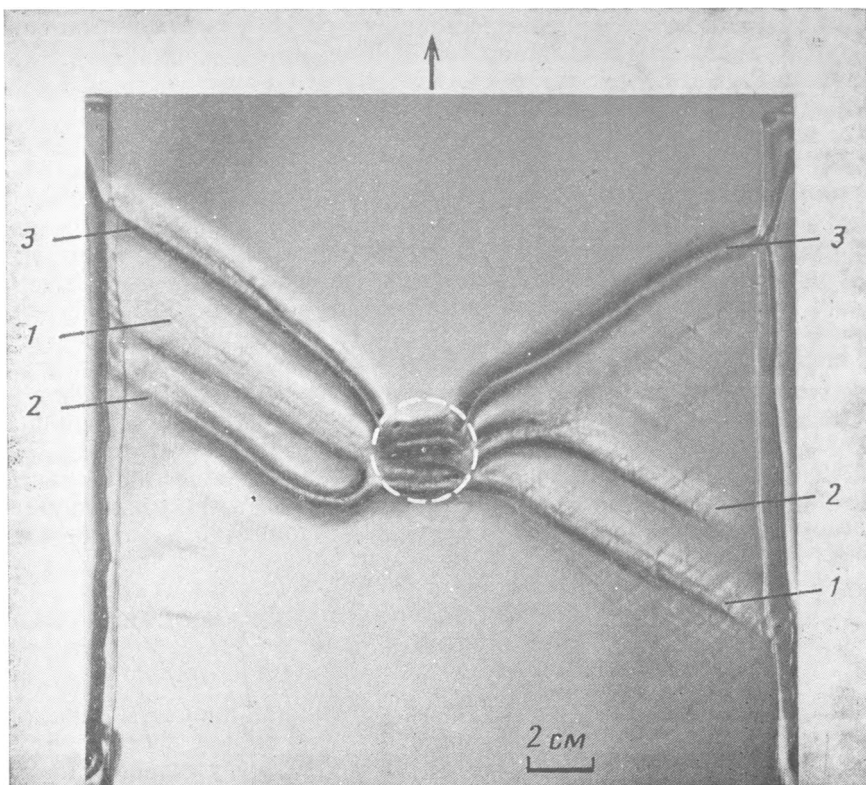


Рис. 4. Результаты моделирования многократного рифтогенеза («рифты» пронумерованы в порядке образования; толщина образцов 1,2 см)
а, б — первоначально однородная плита: *а* — фото в плане, *б* — схема в разрезе, ориентированном перпендикулярно простиранию «рифтов» (пунктиром снизу показано положение подошвы плиты в каждой шейке сразу после соответствующих им фаз растяжения); *в* — плита с «горячим» пятном (ослаблением, околонурированным пунктирной линией)
 Стрелки в верхней части рис. 4*а, в* показывают направление растяжения

при утонении до некоторого предела (до $\sim 10\%$) образец как бы не чувствует искусственную шейку и при растяжении в нем закладывается новая «рифтовая зона» под углом ψ_0 к направлению растяжения. При большем утонении деформация локализуется в ослабленной зоне (искусственной шейке). Близкий результат можно получить теоретически.

Таким образом, при повороте вектора растяжения (что в реальных условиях может быть связано с реорганизацией движения ансамбля плит и соответствующей паузой в рифтогенезе) в определенных условиях теоретически возможно отмирание одной рифтовой системы и заложение под некоторым углом к ней другой. Если же направление растяжения не меняется или шейка (рифт) достаточно развита, то в описанной чисто механической постановке экспериментов добиться образования новых зон локализации деформаций не удается: деформация всегда локализуется в однажды возникшей шейке. Получить скачки рифтовых зон в таких случаях можно, лишь искусственно создав упрочнение материала в шейке. В связи с этим поставлена специальная серия опытов. В них мантия моделируется расплавом углеводородной системы. Поверхность расплава охлаждается вентилятором, а снизу (у дна установки) поддерживается постоянная температура, несколько превышающая температуру плавления вещества. Образующийся сверху раскристаллизованный слой моделирует литосферу. Его деформация при растяжении подчиняется тем же закономерностям, что и в описанных выше экспериментах. В новых опытах после некоторого развития шейки на 5—10 мин делается перерыв в растяжении и на ее поверхность помещаются капельки холодной воды для усиления охлаждения. Затем растяжение возобновляется.

Это приводит к образованию новой шейки рядом со старой и параллельной ей, так как направление растяжения остается неизменным. Описанная процедура повторялась несколько раз. В результате получалась регулярная система «разновозрастных рифтов» (рис. 4, а, б).

Можно ожидать, что изменение направления растяжения приведет к соответствующему изменению положения и повороту образующихся рифтовых зон. В результате будут возникать веерные или более сложные по конфигурации системы разновозрастных рифтов, обособляющих («вырезающих») участки с более толстой континентальной корой. Если рифтинг завершится расколом континента, эти участки могут остаться на пассивной окраине или стать включениями в океанической литосфере («растаться» по океану), образуя шельфовые плато и микроконтиненты [12]. На рис. 1 косой штриховкой показаны основные структуры такого генезиса в Северной Атлантике. Наиболее типично в этом плане шельфовое плато Воринг, утоненная континентальная кора которого сформировалась в результате серии эпизодов рифтогенеза. Оси рифтовых грабенов испытывали здесь поворот против часовой стрелки и смещение в западном направлении относительно Фенноскандии вплоть до полного раскола континента и начала раскрытия Северной Атлантики в раннетретичное время [31].

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ УПРОЧНЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Возникает вопрос, какие реальные природные процессы может имитировать искусственное охлаждение «рифтовой зоны», проводимое в модели? Прежде всего следует отметить, что любое утонение литосферы (подъем ее подошвы) приводит к подъему и изотерм в плите. В результате увеличивается вынос тепла через поверхность и, следовательно, скорость остывания и наращивания плиты за счет кристаллизации в ее подошве мантийного вещества. Поэтому в предоставленной самой себе, т. е. находящейся без внешних тепловых и механических воздействий остывающей литосфере будет происходить восстановление (выравнивание) мощности и прочности плиты в рифтовой зоне. Расчеты, однако, показывают [5], что этот процесс достаточно медленный и не может обеспечить необходимое восстановление литосферы за приемлемый промежуток времени (несколько десятков млн. лет). Не получалось требующего восстановления плиты и при перерывах в растяжении в проводившихся опытах без дополнительного охлаждения модели каплями воды. Следовательно, дело не в остывании (термическом восстановлении) рифтовых зон между фазами растяжения, точнее, не только в нем.

В последние годы получили экспериментальное подтверждение идеи о реологической расслоенности литосферы [39, 42]. Эксперименты по деформации горных пород в различных $P-T$ -условиях показали, что в нижней части континентальной коры может происходить резкое снижение (до 2—3 порядков) предела текучести материала τ_s . Ниже, при переходе из насыщенного кварцем вещества коры в «оливиновую» мантию, τ_s опять увеличивается. В зависимости от конкретных условий: вещественного состава, толщины коры и распределения температуры в ней — ослабленный слой может быть выражен в различной степени или отсутствовать совсем (возможно также существование нескольких ослабленных слоев) [39, 42]. Расчеты показывают, что наличие такого слоя оказывает существенное влияние на эффективную (осредненную по глубине) прочность (предел текучести) литосферы τ_s^{cp} . Так, например, для литосферы толщиной 125 км, включающей 45 км континентальной (сиалической) коры, эффективный предел текучести получается на 30—35% ниже, чем у литосферной плиты с такой же суммарной мощностью, но имеющей 7-километровую базальтовую кору [42] (разница обусловлена наличием малопрочного слоя в континентальной коре).

В процессе развития шейки литосфера и ее коровый слой утоняются. При этом происходит подъем границы Мохо, т. е. замещение в рифтовой

зоне сналического вещества нижней части коры более прочным мантийным. Прекращение растяжения приводит к восстановлению (наращиванию снизу) только мантийной (прочной) части литосферы. Сказанное делает понятным, что выравнивание суммарной прочности плиты в рифте с прочностью вне его произойдет значительно раньше термического восстановления литосферы (выравнивания изотерм). Кроме того, «намерзшие» под шейкой новые слои ультраосновного материала должны быть более монолитными и прочными по сравнению с окружающими участками литосферы, содержащими дефекты, унаследованные от предшествующей эволюции. Интрузивная деятельность, часто сопровождающая развитие шеек, также «работает» на упрочнение литосферы, «армируя» вышележащие коровые слои силлами и дайками более прочных, чем сналические [39], основных пород.

Таким образом, можно указать несколько возможных механизмов упрочнения литосферы под рифтом, из которых наиболее важно, по-видимому, замещение малопрочного насыщенного кварцем корового материала более прочным ультраосновным, а также основным веществом. Следует отметить, что для срабатывания этих механизмов не обязательны паузы в растяжении литосферы. Если скорость растяжения достаточно мала, то возможен квазистационарный режим, при котором подошва литосферы под рифтом стабилизируется на некотором уровне (или будет подниматься с очень малой скоростью), т. е. наступит приближительное равновесие между механическим утонением плиты и ее наращиванием за счет кристаллизации на подошве литосферы мантийного материала [5]. В таком режиме будет происходить непрерывное замещение корового вещества ультраосновным. Происходящее при этом упрочнение плиты под рифтом должно приводить к миграции или скачкам его оси (диффузный рифтинг) и образованию широких астеносферных выступов с утоненной континентальной или переходной корой над ними. Продолжение растяжения приведет в конце концов к разрыву плиты и переходу рифтогенеза от континентальной стадии к океанической, через промежуточную стадию диффузного спрединга. При этом на пассивных окраинах образовавшегося океана останутся аномально широкие шельфы, похожие на те, которые можно наблюдать в Северной Атлантике и части Арктического бассейна, т. е. недалеко от полюсов раскрытия соответствующего возраста, там, где скорость раздвижения была очень низкой. Если же растяжение прекратится до полного разрыва плиты, то над образовавшимися астеносферными выступами останутся «термически» проседающие континентальные впадины с утоненной корой. Подобные сравнительно широкие рифтогенные впадины, часто с блоково-дифференцированным фундаментом, должны быть достаточно распространены в пределах «горячих» областей и отражать в своей структурной истории характерные для этих областей тектонические эпизоды. В качестве примера можно привести Амуро-Зейскую впадину и ее продолжение на территории Китая, выраженное в рельефе равниной Дунбей (см. рис. 2). Режим структурного развития этих впадин с позднего мела по плейстоцен в работе [22] назван крипторифтовым.

Следует отметить, что учет реологической расслоенности литосферы — наличия в низах коры или на нескольких ее уровнях «смазочного» слоя (коровой астеносферы [43]) существенно меняет некоторые представления о континентальном рифтогенезе. В частности, начальная стадия «пассивного» рифтогенеза в горячей области может быть представлена следующим образом. На фоне первоначально равномерного растяжения мантийной части литосферы происходит разрушение ее приповерхностного хрупкого и малопрочного слоя вдоль зон, субперпендикулярных оси растяжения, расположенных регулярно с шагом, зависящим от степени сцепления коры и мантии. Затем наступает локализация деформации в основном, мантийном слое. Зона локализации, т. е. крупномасштабная структура рифта, должна быть ориентирована под углом φ_0 к оси растяжения и, следовательно, может не совпадать с простиранием рифтогенных структур (грабенов) в хрупкой части корового

слоя [10]. Похожая картина, по-видимому, имела место на эоценовом этапе развития рифтовой системы на севере Китайской равнины (см. рис. 2, 1), в течение которого сформировалось около 40 приразломных полуграбенов, ориентированных под малыми углами ($<30^\circ$) к общему простиранию рифтовой зоны [32].

Слои пониженной прочности в коре обладают высокой пластичностью, которая тем выше, чем ниже предел текучести τ , слоя и глубже его залегание (больше давление P) [16, 39]. В свою очередь τ , и P зависят от состава, толщины коры и распределения в ней температуры. Эти слои могут выполнять роль барьеров, регулирующих (в соответствии с их пластичностью) поступление магмы из глубин в верхние горизонты коры. Под ними могут формироваться магматические резервуары (при определенных условиях некоторые слои сами могут находиться в частично расплавленном состоянии и являться источниками магмы). В соответствии с этим излияния платобазальтов на начальных стадиях фаз растяжения «горячих областей», когда «трещат» хрупкие горизонты коры на большой площади, естественно связывать с участками, где трещины могут пересекать барьеры, т. е. где вышележащие слои пониженной прочности выражены слабо и не производят экранирующего эффекта. Напротив, образование шеек (рифтов) должно происходить в зонах с развитым слоем (слоями) низкой прочности, где из-за его (их) присутствия осредненный по толщине литосферы предел текучести понижается. Этим можно объяснить определенную разобщенность рифтовых зон и излияний платобазальтов (см. рис. 2), а также «сухость» многих континентальных рифтов щелевого типа [13]. Из сказанного следует также, что увеличение доли сиалической части в общем разрезе литосферы должно снижать ее прочность и способствовать локализации деформации. Этим, в частности, объясняется определенное тяготение рифтов (особенно щелевых) к древним шовным зонам и коллизионным плато [38].

ВЛИЯНИЕ «ГОРЯЧИХ» И «ХОЛОДНЫХ» ПЯТЕН

Моделирование континентального рифтогенеза показало, что значительное влияние на закономерности образования шеек (рифтовых зон) и их конфигурацию в плане оказывают различные неоднородности литосферы. При этом существенны не только крупномасштабные неоднородности, такие, как упрочнившийся древний рифт или выступы утолщенной литосферы в горячей области, обусловленные сложной геометрией ее границ, но и более локальные «горячие» и «холодные» пятна, в которых литосфера соответственно ослаблена и упрочнена. Оказалось, что процесс локализации деформаций «чувствует» неоднородности литосферы, имеющие горизонтальные размеры, сравнимые с толщиной плиты и даже меньшие. Так, при наличии локального ослабления в модельной литосфере (оно задавалось дополнительным прогревом) возникающая зона локализации деформаций всегда пересекает его. При этом, как уже отмечалось, шейка в «горячем» пятне часто испытывает излом и образует сопряженную под углом 2ψ , ($110-120^\circ$) пару рифтов (см. рис. 3, *д*). Если вслед за рядом авторов [8, 41] считать Афарский треугольник «горячим» пятном, то в качестве природного аналога такой ситуации можно рассматривать сопряженные под углом 110° Красноморский и Аденский рифты. Заметим, что в отличие от развиваемой модели в работах К. С. Берка и др. [30] «горячие» пятна считаются центрами разрастания трехлучевых рифтовых систем.

Особенно заметным влияние «горячего» пятна становится при многократном рифтогенезе, т. е. при «скачках» рифтовых зон. На рис. 4, *в* показан результат одного из экспериментов по моделированию многократного рифтогенеза с применением описанной выше процедуры охлаждения (упрочнения) образца в районе шейки при наличии «горячего» пятна. Видно, что разновозрастные «рифты» стягиваются в «горячем» пятне. Аналогичный эффект как будто имеет место и в природе (см. положение

разновозрастных рифтов в районе Исландского «горячего» пятна на рис. 1).

Литосферный материал в районе «горячего» пятна более прогрет, а, следовательно, более слабый и пластичный, из-за чего его «локализационная способность» ниже (больше $\Delta\epsilon$). Поэтому шейка в ослабленных зонах в моделях получается шире, а деформация в ней более рассеянной, чем на остальных участках плиты. Диффузионный характер деформации наряду с аномально интенсивным вулканизмом в «горячих» пятнах должен приводить к образованию после раскола континента следов в океанической коре в виде вытянутых подводных поднятий, содержащих блоки с утоненной континентальной корой, впаянные в структуры вулканогенно-аккумулятивного генезиса. Такое строение может, в частности, иметь Фареро-Исландский порог в Северной Атлантике.

Если «горячие» пятна «втягивают» рифтовые зоны, то «холодные» (более прочные), как показывают опыты, наоборот, «отталкивают» их. Шейки обходят (огивают) такие зоны. При этом локализация деформации (образование шеек) начинается в районах, прилегающих к прочным участкам плиты, — «холодным» пятнам и выступам толстой литосферы в «горячую» область. Как раз в районе такого выступа заложился Байкальский рифт (см. рис. 2). Примером «холодного» пятна внутри «горячей» области может служить частично залитое кайнозойскими платобазальтами [20] Витимское плоскогорье, которое с юга огивается поздне-мезозойской Забайкальской рифтовой системой, а с севера — кайнозойской Байкальской.

ВЫВОДЫ

1. Образование континентальных рифтовых зон обычно происходит в «горячих» областях с утоненной литосферой, имеющих горизонтальные размеры в несколько тысяч километров и существующих сотни млн. лет. Отдельные рифты закладываются и развиваются в результате регионального растяжения утоненной литосферы и представляют собой зоны локализации деформации (шейки).

2. В развитии рифтовых зон значительную роль играют слои пониженной прочности в коре, параметры которых (толщина, падение прочности, степень пластичности) зависят от состава, мощности коры и распределения температуры в ней. Развитые слои пониженной прочности, с одной стороны, существенно снижают суммарную осредненную по глубине прочность литосферы и способствуют заложению шейки (рифта) в данном месте, а с другой — выполняют экранирующую роль для поступающей снизу магмы, делая рифт «сухим». Там, где эти слои выражены слабо (отсутствует экранирующий эффект), трещинообразование в коре «горячей» области, возникающее при ее растяжении на начальной стадии образования шейки (шеек), приводит к излияниям платобазальтов. Наиболее вероятными местами отсутствия слоев коровой астеносферы являются «холодные» пятна, т. е. участки, характеризующиеся сравнительно низкой температурой коры.

3. По мере развития шейки (рифта) происходит утонение коры — замещение ее нижней части более прочным мантийным веществом. В условиях прерывистости растяжения это (наряду с другими факторами) может приводить к упрочнению литосферы (в среднем по глубине) в рифтовой зоне и скачкам рифта (многократному рифтогенезу).

4. Образующиеся рифтовые зоны часто испытывают излом в «горячих» пятнах. При многократном рифтинге в «горячем» пятне могут стягиваться и пересекаться разновозрастные рифты. «Холодные» (прочные) включения, наоборот, огиваются рифтовыми зонами. При этом заложение рифтов начинается в окрестности более прочных участков литосферы.

Список литературы

1. Андерсон Дон Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография//В мире науки. 1984. № 12. С. 16—25.
2. Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 4. С. 58—73.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
4. Беммелен Ван Р. У. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геологических явлений//Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 230—249.
5. Галушкин Ю. И., Ушаков С. А., Шеменда А. И. О механизме континентального рифтогенеза (Физическое и математическое моделирование)//Тез. 7-й школы по морской геологии. Т. 2. М.: ИОАН, 1986. С. 167.
6. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
7. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии//Геотектоника. 1983. № 1. С. 14—28.
8. Казьмин В. Г. О двух типах раскола континентов//Геотектоника. 1984. № 2. С. 23—36.
9. Киселев А. И. Кайнозойский вулканизм центральной и восточной Азии//Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 71—85.
10. Малкин Б. В. Геоморфологические признаки пластических разрывов литосферы//Геоморфология. 1983. № 2. С. 74—78.
11. Малкин Б. В., Шеменда А. И. О механизме и некоторых геометрических закономерностях образования рифтовых зон//Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 959—962.
12. Малкин Б. В., Шеменда А. И. Прерывистый рифтинг и его отражение в структурах пассивных континентальных окраин//Тез. 8-й школы по морской геологии. Т. 4. М.: ИОАН, 1988. С. 105—106.
13. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 276 с.
14. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
15. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Т. 1. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 647 с.
16. Николаевский В. Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород//Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817—820.
17. Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979. 303 с.
18. Прозоров Ю. И., Шеменда А. И. Геодинамика Эгейского региона//Геотектоника. 1987. № 6. С. 109—117.
19. Рамберг Н., Морган Р. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов: 27-ой Междунар. геол. конгресс. Доклады. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 78—109.
20. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 190 с.
21. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 181 с.
22. Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа. Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
23. Циглер П. А. Развитие рифта и впадины Северного моря//Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 359—381.
24. Шеменда А. И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов//Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10—19.
25. Шеменда А. И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. С. 346—349.
26. Шеменда А. И. Моделирование крупномасштабных деформаций литосферы//Экспериментальная тектоника. М.: Наука, 1989. С. 94—103.
27. Эльдхольм О., Майр А. М., Сундвор Е. Строение и развитие континентальных окраин Новержско-Гренландского моря: 27-ой Междунар. геол. конгресс. Доклады. Т. 4. С. 37—51.
28. Brown C., Girdler R. W. Interpretation of African gravity and its implication for the breakup of continents//J. Geophys. Res. 1981. V. 85. № B11. P. 6443—6455.
29. Bucher W. H. Deformation of the Earth's Crust. Princeton: Princeton University Press, 1933. 518 p.
30. Burke K. C., Dewey J. F. Plume-generated triple junction-key indicators in applying plate tectonics to old rocks//J. Geol. 1973. V. 81. № 3. P. 406—433.
31. Hanisch J. The structural evolution of the NE Atlantic region//Geoloesches Jahrbuch. 1983. Reihe B. H. 52. P. 37—66.
32. Hanjing H., Jie X., Gnoze Z., Xindyuan M. Tectonic evolution of cenozoic basins in Bohay bay region of North China//27-й Междунар. геол. конгресс. Тез. докл. Т. IX. Ч. 1. 1984. С. 17.
33. Hong Y., Botao Z., Fungyng M. The cenozoic tectonic evolution of the Great North China: two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implication//Tectonophysics. 1987. V. 133. P. 217—227.
34. Keen C. E. The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. V. 80. № 1. P. 95—120.
35. Mann P., Hempton M. R., Bradley D. C., Burke K. Development of pull-apart basins.//J. Geol. 1983. V. 91. № 5. P. 529—554.
36. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. № 1. P. 25—32.

37. *Miyashiro A.* Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific// *Tectonophysics*. 1986. V. 122. P. 195—216.
38. *Morgan P., Burke K.* Collisional plateaus//*Tectonophysics*. 1985. V. 119. P. 137—151.
39. *Ranally G., Murphy D.* Geological stratification of the lithosphere//*Tectonophysics*. 1987. V. 132. P. 281—295.
40. *Serpa L., De Voogd B.* Deep seismic reflection evidence for the role of extension in the evolution of continental crust//*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. V. 89. № 1. P. 55—60.
41. *Shudofsky G. N.* Sours mechanisms and focal depths of East African earthquakes using Rayleigh wave inversion and body wave modelling//*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1985. V. 83. № 4. P. 565—614.
42. *Steckler M. S., Brink U. S.* Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: examples from the northern Red Sea region//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. № 1. P. 120—132.
43. *Turcotte D. L., Liu J. Y., Kulhawy F. H.* The role of an intracrustal asthenosphere on the behaviour of major strike-slip faults//*J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. NB-12. P. 5801—5816.
44. *White R. S., Spence C. D., Fowler S. R. et al.* Magmatism at rifted continental margins//*Nature*. 1987. V. 330. № 6147. P. 439—444.
45. *Xindyuan M., Daning W.* Cenozoic extensional tectonics in China//*Tectonophysics*. 1987. V. 133. P. 243—255.
46. *Xindyuan M., Qidong D., Yipeng W.* Cenozoic graben system in north China//*Zeitschrift für Geomorphologie*. 1982. V. 42. № 1. P. 99—116.
47. *Zorin Yu. A., Lepina S. V.* Geothermal aspects of asthenospheric upwellings beneath continental rift zones//*J. Geodynamics*. 1985. V. 3. № 1. P. 1—22.

Музей земледования МГУ
им. М. В. Ломоносова, Москва, 117234;
ПГО «Агрогеология», Москва, 103104

Поступила в редакцию
1.VII.1988

УДК 551.24 : 551.251

Х А И Н Е. В.

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА И УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ В ЗОНАХ ОБДУКЦИИ ОФИОЛИТОВ

В работе на примерах Западной Монголии, Восточного Саяна, Норвегии и Аппалачей рассматриваются пассивные континентальные окраины, испытавшие обдукцию офиолитов. Показывается, что во время обдукции пассивная окраина становится активной, происходит цепь взаимосвязанных явлений — внедрение ультрабазит-базитовых интрузий, высокотемпературный метаморфизм, формирование гранито-гнейсовых куполов, что приводит в дальнейшем к следующей обдукции. Приводится возможная схема развития каледонских зон обдукции офиолитов.

Краевые офиолитовые аллохтоны, располагающиеся тектонически на осадках шельфа и склона древних платформ, известны в Ньюфаундленде, в Норвегии, на Урале, Северном Кавказе и многих других местах [1, 3—5, 11]. Процесс обдукции офиолитов и сопровождающие этот процесс явления неоднократно описывались в литературе; основное внимание было обращено на становление офиолитовых аллохтонов в эпохи главных фаз складчатости или во время столкновения (коллизии) континентов. Однако офиолитовые аллохтоны возникают и на более ранних стадиях развития складчатых систем, в процессе столкновения энсиматических островных дуг с континентальными окраинами. История становления этих аллохтонов до момента межконтинентальной коллизии не описана в литературе. Она представляется весьма интересной, так как в зонах ранней обдукции вместе с офиолитовыми аллохтонами появляются гранито-гнейсовые купола и дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузии, которые сопровождаются высокотемпературным метаморфизмом. Возникновение особого типа структур, резко повышенный фон метаморфизма, внедрение мантийных интрузий в зонах распространения крупных офиолитовых аллохтонов — все эти события не случайны и без их исследования вряд ли удастся разобраться в геодинамике зон ранней обдукции офиолитов.

Полевые исследования в зонах подобного типа автор проводил в 1981—1987 гг. в Западной Монголии и Восточном Саяне. По литературным данным такие зоны можно выделить в Норвегии и Аппалачах, на Урале и Кавказе, в Альпийском складчатом поясе, Папуа — Новой Гвинее [1—6, 11, 12, 19, 22].

ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

В ранних каледонидах Западной Монголии вслед за Н. Г. Марковой, А. Б. Дергуновым и Т. Н. Херасковой [1, 6] выделяются три структурно-формационные зоны (с запада на восток): Озерная, Дагандельская и Дзабханская (рис. 1, б).

В основании разреза Озерной зоны вскрываются породы офиолитового комплекса. Венд-раннекембрийские спилит-диабазовые серии участвуют в строении верхней части разреза офиолитов; они слагают основание вулканических дуг и краевых бассейнов. Формационные комплексы последних представлены последовательными дифференцированными сериями вулканитов и карбонатно-кремнисто-терригенными сериями.

Одновозрастные разрезы Дзабханской зоны существенно отличны. Венд и нижний кембрий представлены здесь фосфатоносными и бокситоносными сериями известняков и доломитов, которые выдержаны на

большой площади от Юго-Западной Монголии до Байкала. Трилобиты основания нижнего кембрия присутствуют обычно в середине разреза, поэтому неизвестно, насколько глубоко этот разрез уходит в докембрий. Карбонатные отложения лежат с несогласием и размывом на осадочно-вулканогенной толще дзабханской свиты, которая представлена суб-аэральными вулканитами основного и кислого состава, содержащими прослой и пачки алевролитов и конгломератов существенно аркозового состава. Формационные комплексы Дзабханской зоны формировались, по всей видимости, в западном, рассеченном грабенами, борту Тувино-Монгольского микроконтинента.

Промежуточное положение занимают разрезы пород Дагандельской зоны. В ее основании вскрываются контрастно дифференцированные спилит-кератофировые серии вулканитов, которые наращиваются вверх кремнисто-карбонатными толщами с отдельными прослоями лав и туфов. Эти разрезы формировались, вероятно, в бассейнах с устойчивым кремнисто-карбонатным осадконакоплением, располагавшимися между краем микроконтинента и вулканическими постройками.

Наиболее ярко зона сочленения разрезов перечисленных зон представлена в хр. Дариби. В антиформно построенном ядре структуры Дариби обнажаются относительно высокометаморфизованные образования Дагандельской зоны, на ее северо-западном нормальном и юго-восточном опрокинутом крыльях — комплексы Озерной зоны.

В центральной и северо-восточной частях хр. Дариби (см. рис. 1, а) обнажаются зонально метаморфизованные от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации осадочно-вулканогенные образования Дагандельской зоны предположительно венд-кембрийского возраста. В основании разреза вскрывается контрастно дифференцированная вулканогенная толща лав, туфов и тефроидов основного и кислого состава. Она представлена в зависимости от степени метаморфизма роговообманковыми и актинолитовыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами, гранат-биотитовыми сланцами, кварцитами. Вверх по разрезу вулканогенная толща постепенно переходит в вулканогенно-осадочную, в ней появляются, а затем начинают преобладать прослой метаморфизованных кремней и известняков с примесью туфогенного материала и черных углеродисто-кремнистых сланцев. В поле распространения пород метаморфической толщи закартировано четыре массива автохтонных синметаморфических калий-натровых гранитоидов. Гнейсовидность в гранитоидах всегда параллельна контактам с осадочно-вулканогенной толщей, гранитоиды выступают в антиклинальной структуре и окружены мигматитовым ореолом. Метаморфическая зональность не повторяет строго форму гранито-гнейсовых массивов, однако в целом метаморфизм падает в сторону от них. Контакты гранито-гнейсов часто «постепенные», во многих местах видно, как метаморфическая толща «растворяется» в гранито-гнейсах, отчетливо рвущих контактов не наблюдается, но обнаруживаются крупные и мелкие скиалиты пород метаморфической толщи в гранито-гнейсах. Вокруг массивов также наблюдаются жильные тела плагиогранитоидов, совпадающие по простиранию с общим структурным планом. Оvoidные антиклинальные структуры часто окружены кольцевыми синклиналиями. Все закартированные соотношения свидетельствуют о том, что гранитоиды участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов.

В северо-западной части хребта обнажается пакет тектонических чешуй пород Озерной зоны, наклоненных к северо-западу. В основании разреза вскрываются породы тектонизированного дунит-гарцбургитового комплекса. В северо-западном направлении разрез наращивается образованиями дунит-пироксенитового, а затем пироксенит-габбрового комплексов. Габброиды полосчатого комплекса переходят в комплекс параллельных даек, а затем через зону вулканических брекчий сменяются шаровыми лавами основного состава венд-кембрийского возраста, выделяемыми в спилитовую формацию. Вулканиты этой формации перекрываются в более западных частях хребта андезитовой и карбонатно-

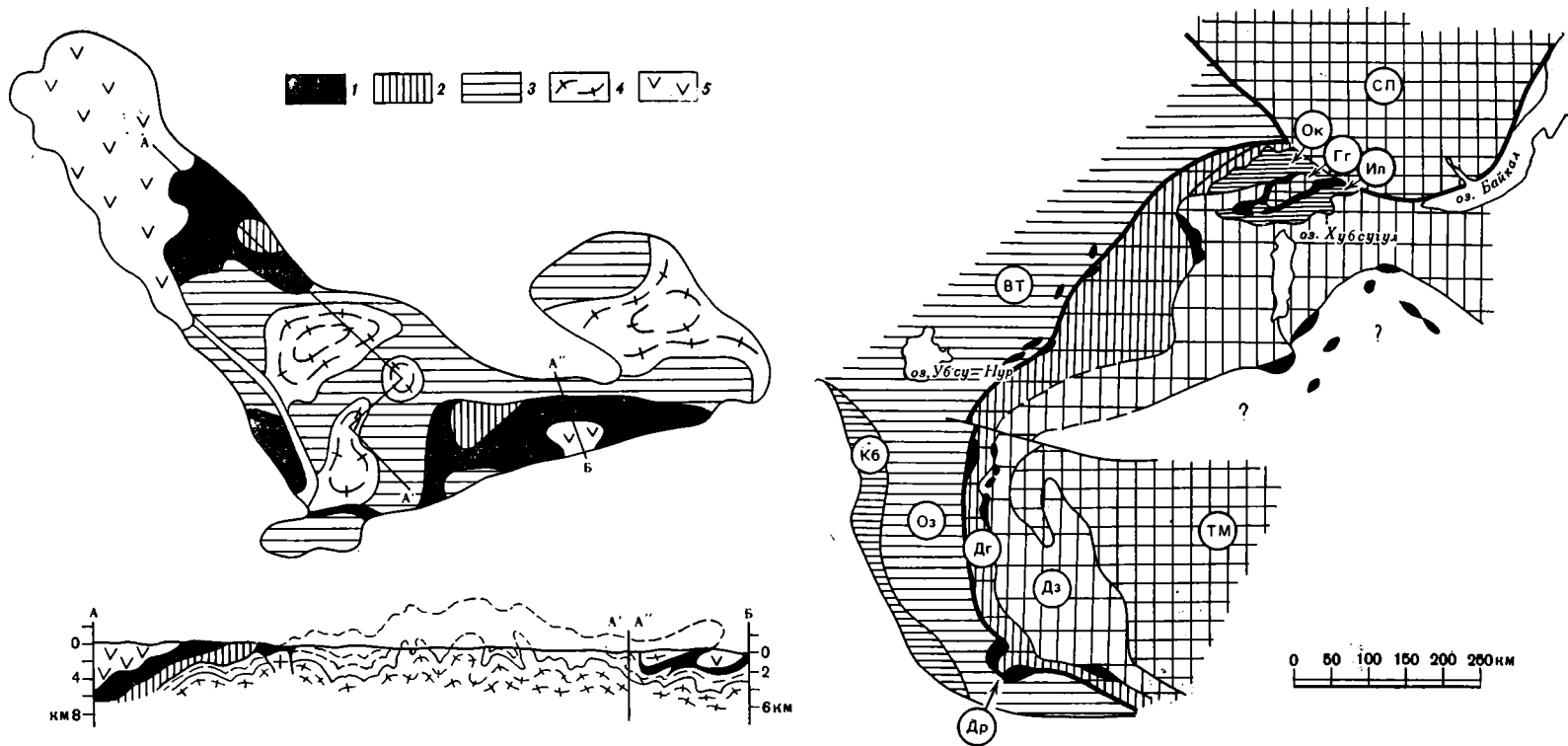


Рис. 1. Структурные элементы хребта Дариби (а) и Западной Монголии — Восточного Саяна (б)
 1 — образования офиолитового комплекса; 2 — породы ультрабазит-базитового интрузивного комплекса; 3 — толщи метаморфического ядра; 4 — гранито-гнейсы; 5 — вулканогенно-осадочные образования Озерной зоны. СП — Сибирская платформа; ТМ — Тувинно-Монгольский микроконтинент. Тектонические зоны: ВТ — Восточно-Тувинская; Оз — Озерная, Дг — Дагандельская, Дз — Дзабханская, Кб — Кобдинская, Ок — Окинская, Ил — Ильчирская; Гг — Гаргагская глыба, Др — хребт Дариби

кремнисто-терригенной толщами. В пределах полей выходов этих толщ нами выделены четыре структурно-формационных подзоны [6]. По реконструкциям разрезов отложений этих подзон отчетливо восстанавливается подводное вулканическое поднятие и его склоны.

К границам совмещения двух структурно-формационных зон приурочены массивы аллохтонных гранитоидов. Граниты интрузируют главным образом серпентинизированные дуниты и гарцбургиты нижней тектонической пластины аллохтонного пакета пород Озерной зоны и содержат их многочисленные ксенолиты. Здесь наблюдается довольно необычная, но очень характерная картина — постоянная ассоциация в пространстве гранитов и ультрабазитов, граниты примерно на половину мощности «съедают» ультрабазитовую пластину.

К контакту разрезов двух зон приурочены также два крупных концентрически-зональных массива пород ультрабазит-базитового интрузивного комплекса. Центральная часть массивов сложена неполосчатыми клинопироксенитами и верлитами, которые окружены роговообманковыми габброидами и габбро-диабазами, иногда наблюдается также кайма плагиогранитов. Массивы рассечены густой сеткой жил плагиогранитов. Кроме двух крупных массивов, показанных на рис. 1, а, в хр. Дариби нами закартирован целый ряд подобных мелких массивов и интрузивных тел. Это как концентрически-зональные тела с ядром, выполненным гарцбургитами, дунитами и пироксенитами, так и дифференцированные силлы того же состава. Кроме дифференцированных тел наблюдается большое количество мелких интрузивных тел роговообманковых габброидов и плагиогранитов.

Пироксениты и габброиды занимают особое место в деформационной истории хр. Дариби; они прорывают весь разрез пород Дагандельской зоны, интрузируют нижнюю часть разреза офиолитового комплекса Озерной зоны и содержатся в качестве ксенолитов внутри гранито-гнейсов. Отчетливо устанавливается, что все интрузии дометаморфические, а мелкие тела смяты в складки вместе с окружающими породами. В пределах полей выходов пород Озерной зоны пироксениты и габброиды залечивают тектонические контакты между чешуями офиолитового разреза. Интрузии использовали, вероятно, плоскости надвигов при внедрении в самые верхние слои; одновременно эти плоскости служили и экраном.

Все перечисленные комплексы пород связаны единым структурным планом и метаморфизмом.

Попытаемся представить развитие этой структуры во времени. В конце кембрия — начале ордовика произошло тектоническое совмещение комплексов различных структурно-формационных зон [1, 6 и др.]. Офиолиты и перекрывающие их венд-нижнекембрийские островодужные комплексы Озерной зоны были обдуцированы к востоку на комплексы задугового бассейна (Дагандельская зона), а последние в свою очередь на край микроконтинента (Дзабханская зона). Поверхности основных тектонических срывов маркируются выходами офиолитов. Вслед за этим произошло внедрение ультрабазит-базитовых интрузий и образование гранито-гнейсовых куполов. Породы были метаморфизованы и смяты в складки, степень метаморфизма и напряженность складчатости убывают снизу вверх; также смяты в складки, а местами запрокинуты, поверхности сместителей шарьяжей, разграничивающих структурно-формационные комплексы. Произошел общий подъем территории. Все это сопровождалось движениями по системе левых сдвигов. Эти движения привели к изгибу осевых плоскостей, ранее возникших чешуйчато-складчатых структур с частным опрокидыванием их к западу. В результате всех вышеперечисленных событий общая структура района приобрела вид крупной антиформы, опрокинутой к востоку.

В конце ордовика — начале силура на рассматриваемой территории вновь начался известково-щелочной вулканизм и стали закладываться новые бассейны. В Кобдинской зоне разрезы верхнего ордовика представлены кремнисто-терригенно-туфогенной толщей, силура — граптоли-

товыми сланцами, туфопесчаниками с рифтогенными известняками, которые сменяются андезит-базальтовыми порфиритами с прослоями осадочных пород.

Для Западной Монголии из-за недостатка изотопных данных мы можем только предполагать, что образование гранитоидов, и в особенности гранито-гнейсовых куполов, было связано с ремобилизацией западного края Тувино-Монгольского микроконтинента. Прямых доказательств для такого предположения нет, поэтому мы обратимся к материалам по другим районам.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Сходная и как будто более ясная картина наблюдается в юго-восточной части Восточного Саяна, в окружении Гарганской глыбы (см. рис. 1, б). В фундаменте глыбы располагаются образования гнейсово-амфиболитовой формации, метаморфизованной в гранулитовой и затем в амфиболитовой фациях. В западной и северо-восточной частях района породы этой формации прорываются гранитоидами разновозрастных интрузивных комплексов. По границам Гарганской глыбы располагаются выходы офиолитов, составлявшие некогда единый офиолитовый покров, перекрывавший всю глыбу [2]. Южная ветвь офиолитов прослеживается на 150 км, северная — более чем на 170 км; обе полосы сходятся на востоке, в районе Оспинско-Китайских гольцов.

Этот район изучался автором в 1985—1987 гг. Здесь были обнаружены автохтонные гранитоиды, участвующие в строении гранито-гнейсовых куполов. Гранито-гнейсы содержат ксенолиты пород офиолитового разреза и одновременно в структурном плане выступают в качестве относительного автохтона. В бассейнах рек Онот, Зун-Оспа, Саган-Сайр благодаря глубокому врезу видно, что гранито-гнейсы деформировали аллохтонные пластины. Наблюдается достаточно своеобразная структура. Обычно крупные офиолитовые аллохтоны залегают в ядрах синформ, но в данном районе пластины серпентинизированных гарцбургитов и дунитов деформированы в широкие антиклинали, осложненные узкими килевидными межкупольными синклиналиями, в том числе и кольцевыми синклиналиями. В ядрах синклиналей выходят также габброиды и вулканогенно-осадочные толщи верхов офиолитового разреза. Все породы охвачены ореолом зонального метаморфизма, достигающего до верхних ступеней амфиболитовой фации. Гранито-гнейсы насыщены мелкими дифференцированными и недифференцированными силлами роговообманковых и флогопитсодержащих габброидов и пироксенитов. Полевые наблюдения показывают, что это многофазный интрузивный комплекс, в котором выделяются дометаморфические, синметаморфические и постметаморфические интрузивные тела. На разные горизонты разреза аллохтонного комплекса ложатся с несогласием серпентинитовые песчаники и конгломераты предположительно ордовикского возраста, содержащие гальку гранито-гнейсов.

Таким образом, в Восточном Саяне устанавливается, что вслед за обдукцией офиолитов на край Тувино-Монгольского микроконтинента происходит всплывание гранито-гнейсовых куполов, которые деформируют офиолитовые пластины, и внедрение ультрабазит-базитовых интрузий; породы испытывают высокотемпературный метаморфизм. Вслед за этими событиями происходит общее поднятие территории и интенсивный размыв офиолитовых аллохтонов. Активное развитие территории на этом не заканчивается, начинают формироваться новые деструктивные бассейны типа Кобдинского Западной Монголии (окинская серия одноименной зоны), продолжается известково-щелочной вулканизм (барунгольская свита Ильчирской зоны, см. рис. 1, б).

В Восточном Саяне единственным стратиграфическим репером служит венд-раннекембрийская боксонская карбонатная серия, остальные толщи палеонтологически охарактеризованы очень плохо, нет также надежных изотопных датировок. Поэтому в этом районе можно восстановить только относительную последовательность событий. Поскольку в

аллохтонном пакете Оспинско-Китойских гольцов участвуют образования боксонской серии, то перечисленные выше события произошли в постратанкембрийское время.

СКАНДИНАВИЯ

Лучшим объектом для изучения процессов, связанных с обдукцией офиолитов, являются скандинавские каледониды. В этом регионе хорошо доказывается, что обдукция офиолитов на край Балтийского щита происходила дважды — в предсреднеаренигское время (финнмаркская фаза тектогенеза) и в среднепозднесилурийское время (главная скандинавская фаза). Выделяются две группы офиолитов: офиолиты I, формировавшиеся в кембри и в самом начале ордовика в условиях краевых бассейнов, отшнурованных энсиматическими вулканическими дугами (вулканические серии единицы Гейтанг и группы Фундзё), и офиолиты II, образовавшиеся в послееаренигское время в более узких рифтогенных бассейнах, ограниченных континентальными блоками, на которых шел вулканизм.

Офиолиты I, обдуцированные в предсреднеаренигское время, обнажены вдоль западного края цепи каледонид на расстоянии около 900 км. С юга на север офиолиты I выделяются в районе Бомло, Сторд, дуг Берген, Солунд, Ставфьёгфен, Скалвайер [9, 12, 14, 30]. Один из наиболее полных разрезов обнажается на о-ве Кармё Южной Норвегии (рис. 2). В основании разреза здесь вскрываются кумулятивные габброиды и пироксениты нескольких генераций, содержащие линзы мантийных перидотитов. На габброиды тектонически налегает полуторакилометровый разрез пород дайкового комплекса. Еще выше залегают шаровые лавы с прослоями вулканических брекчий и гиалокластитов (группа Виснес). Лавы и дайки перекрываются гемипелагическими осадками, которые включают кремни, черные филлиты, карбонатсодержащие серые и зеленые филлиты (O₃). В отдельных прослоях присутствуют горизонты граувакк. По данным Б. Стюрта [30, 33], петрохимический состав самого мощного горизонта слабометаморфизованных лав соответствует щелочным лавам, типичным для внутриплитных океанических островов.

Сразу после первой обдукции офиолитов начинается интенсивная магматическая деятельность, внедрение ультрабазит-базитовых интрузий, гранитообразование. На островах Сейланд и Сорёй (см. рис. 2) обнажаются уникальные, но очень показательные для всей цепи каледонид образования — интрузивные ультраосновные и основные комплексы магматической провинции Сейланд [25]. Провинция Сейланд характеризуется многофазным комплексом концентрически-зональных ультрабазит-базитовых интрузий, которые внедрялись, используя одни и те же каналы на протяжении по меньшей мере 50 млн. лет, причем первые внедрения предшествовали обдукции. Внутри провинции выделяются пять субпровинций по возрасту и составу образований (от ранних к поздним комплексам): субщелочная базальтовая, известково-щелочная базальтовая, переходная, щелочная оливин-базальтовая, щелочная. Наиболее древние интрузии, или первые фазы, датированы Rb-Sr-методом 550 млн. лет, последние фазы — 500—480 млн. лет [31]. В течение этого времени наблюдается эволюция магматизма от низкокальциевых толеитов через известково-щелочные серии с постепенно повышающимся содержанием K₂O к щелочным оливиновым базальтам шошонитового состава. Устанавливается также постепенная миграция магматизма к востоку в глубь плиты. Мелкие разновозрастные интрузии габброидов и ультрабазитов наблюдаются и в других местах Норвегии и Швеции [21, 25, 29].

Внедрение интрузий сопровождалось и гранитообразованием. Наиболее показательный интрузивный комплекс Западного Кармё. Гранитоиды и гранито-гнейсы залегают здесь в видимом основании офиолитового разреза и выступают в качестве относительного автохтона [33]. Поздние дайки гранодиоритового состава датированы Rb—Sr-изохронным методом в 445 млн. лет. В составе интрузивного комплекса участвуют очко-

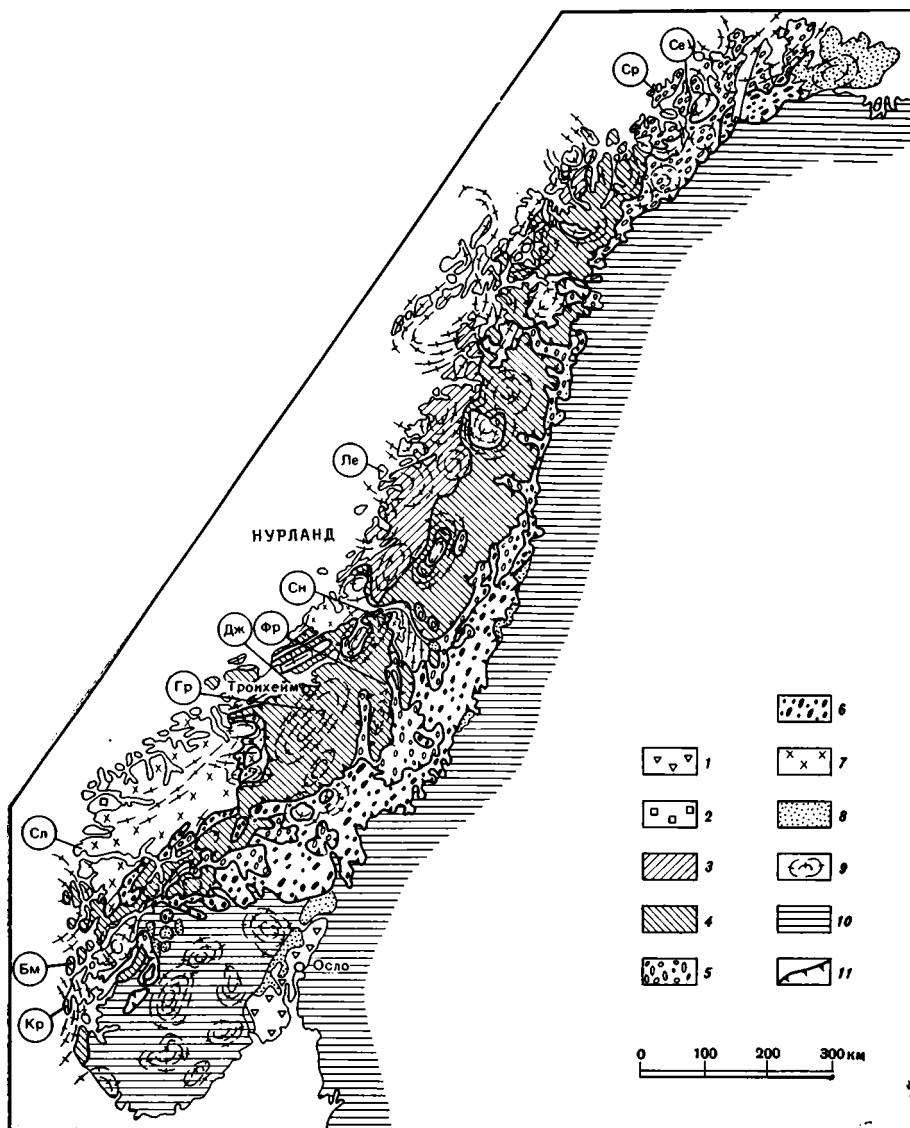


Рис. 2. Тектоническая схема скандинавских каледонид (по [30] с дополнениями)
 1 — пермские отложения; 2 — древний красный песчаник (девон); 3 — образования самого верхнего аллохтона; 4 — формационные комплексы верхнего аллохтона; 5 — средний аллохтон; 6—7 — нижний аллохтон: 6 — осадочный чехол, 7 — докембрийские кристаллические породы; 8 — параавтохтон (осадочный чехол); 9 — основные простирания структур внутри аллохтонного пакета пластин; 10 — параавтохтон (докембрийские породы); 11 — надвиги. Ср — Сорёй; Се — Сейланд; Ле — Лека; Сн — Снаса; Фр — Форбордфьелль; Дж — Джансватн; Гр — Грефстадфьелль; Сл — Солунд; Бм — Бомло; Кр — Кармё

вые гнейсы, стронциевые отношения которых (0,7210) показывают, что они формировались за счет переплавления материала раннедокембрийской континентальной коры. На это же указывают многочисленные ксенолиты раннедокембрийских кристаллических сланцев фундамента в гранитоидах и гранито-гнейсах. Вблизи контакта с породами основания офиолитового комплекса наблюдаются также ксенолиты мантийных перидотитов, что показывает, что гранитоиды уничтожили самые нижние части офиолитового разреза Кармё.

Одновременно с гранитообразованием и базитовой интрузивной деятельностью происходит общее поднятие края Балтийского щита и интенсивный размыв офиолитовых аллохтонов. Послесреднеаренигские образования залегают трансгрессивно с крупным эрозионным несогла-

нием на всех подстилающих породах [25]. Выше по разрезу практически вдоль всей цепи каледонид распространены средневерхнеордовикские конгломераты, содержащие как продукты размыва пород офиолитового комплекса (преимущественно ультрабазиты), так и материал явно континентального происхождения (галька полевых шпатов, кварца, метаморфических сланцев). Кроме полимиктовых конгломератов (например, породы Венна и Лиль Фундзё) распространены также чисто аркозовые и серпентинитовые конгломераты, которые иногда сменяют друг друга в разрезе [29, 37]. В сланцах среднего и, возможно, нижнего ордовика в районе Осло обнаружены аномально высокие содержания магния, железа, хрома, никеля [30]. Перекрывающие грубообломочные толщи варьируют по обстановкам образования от субаэральных до мелководных, хорошо устанавливаются лагунные и дельтовые фации. Осадки, лежащие выше несогласия, разновозрастны, самые древние из них датированы в Тронхеймском регионе верхней частью среднего аренига, в других районах наиболее древними осадками являются карбонатные толщи ашгиллия. Фации и мощности пород резко меняются вдоль простирания, иногда на незначительных расстояниях целые толщи выпадают из разреза.

С общим подъемом области связана и интенсивная вулканическая деятельность. Выше предсреднеаренигского несогласия залегают разнообразные вулканические серии. В районах Бомло и Сторт разрез начинается с континентальных базальтов толеитового состава (типа внутриплитных базальтов [8, 13]). Разрез этих вулканитов наращивается вверх и замещается по латерали мощными известково-щелочными сериями от базальтов до дацитов и риолитов. По своим петрохимическим и геохимическим характеристикам эти серии отвечают вулканитам активных окраин андийского типа. В разрезах присутствуют также базальтоиды, соответствующие по своим геохимическим характеристикам вулканогенным толщам провинции Снейк-Ривер — Йеллоустоунский парк США [9, 13].

Таким образом, вдоль западного края Балтийского щита, на который был обдущирован пакет тектонических пластин в финнмаркскую фазу тектогенеза, растет вулканоплутонический пояс или вулканическая дуга, образуется активная континентальная окраина, сочетающая в себе признаки активных окраин андийского и кордильерского типов. На склонах этого вулканического поднятия и к востоку от него в позднеордовикское время закладывается система грабен; они постепенно расширяются, начинает формироваться задуговой бассейн. В центральной части бассейна происходит новообразование коры океанического типа. Эта кора представлена офиолитами II.

В западном и северо-восточном Нурланде в постаренигском разрезе выделяются фрагменты офиолитовых разрезов. К офиолитам II относятся офиолиты Лёккен, Грестафельль, Вассфельль, Линген. Петрохимические и геохимические характеристики базальтоидов этих разрезов соответствуют толеитам типа СОХ с отклонениями к группе внутриплитных базальтов [9, 13]. Разрез офиолитов II надстраивается в районе Тронхейма мелководными флишоидными осадками группы Нижний Ховин (O_2), в районе Хёлонда — сланцами и известняками. В залегающем с несогласием разрезе группы Верхний Ховин преобладают уже глубоководные осадки — дистальные турбидиты (O_3).

В конце силурийского периода происходит следующая фаза тектогенеза — главная скандинавская фаза, офиолиты II, вулканогенные и осадочные образования обдущируются на новую континентальную окраину, а тектонические пластины, сформированные в течение I и II стадий тектогенеза, продвигаются в глубь континента. Все комплексы пород вновь испытывают метаморфизм и деформации, происходит становление автотонных и аллотонных гранитоидов. В Тронхеймском районе вновь сформированную структуру определяет центральная грибовидная антиклиналь; в ядре складки обнажаются породы группы Гула [37], крылья осложнены опрокинутыми синклиналями, в которые выходят образования группы Стёрен (рис. 3). Формационные комплексы группы Гула

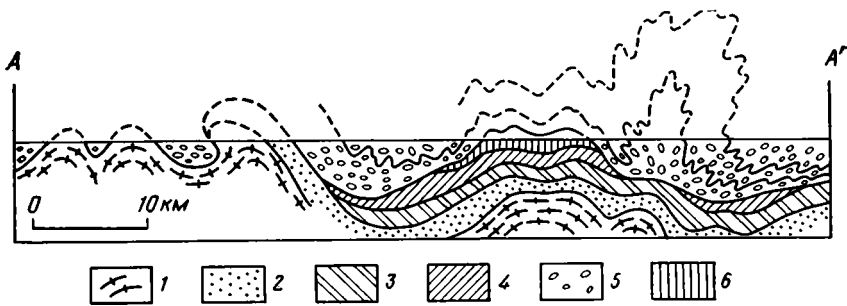


Рис. 3. Геологический профиль через Тронхеймский район (по [21] с дополнениями) 1 — ремобилизованный в каледонское время докембрийский фундамент; 2 — покровная единица Лексдал — Ремсклепп; 3, 4 — покровная единица Скотинген-Ессандсё; 5 — Тронхеймский покровный комплекс; 6 — покровная единица Левагер — Ойфёлль. Положение профиля см. на рис. 2.

метаморфизованы в скандинавскую фазу тектогенеза в условиях амфиболитовой фации, породы группы Стёрен — в зеленосланцевой. По простиранию оси главной антиклинали к востоку, в окне Томмерас, вскрываются породы ремобилизованного раннедокембрийского фундамента. Изучение прекрасно составленной геологической карты Норвегии масштаба 1:1 000 000 [28] показывает, что весь сформированный в две фазы тектогенеза пакет тектонических покровов был подвержен процессу куполообразования (см. рис. 2). Внутри аллохтонного пакета чешуй на карте видны такие специфические структуры, характерные для областей гнейсово-купольной тектоники, как межкупольные и кольцевые синклинали. В наиболее приподнятых и эродированных антиклинальных структурах («окнах») выступают породы ремобилизованного («каледонизированного») фундамента.

АППАЛАЧИ

В Аппалачах, как и в перечисленных выше регионах, выделяется зона, в которой распространены крупные офиолитовые аллохтоны, обдукцированные на край Канадского щита, но уже в предсреднеордовикское время (аллохтоны Хамбер Арм и Хей Бей на Ньюфаундленде, Таконские клиппы Северных и Центральных Аппалачей). Кроме крупных аллохтонов вдоль зоны, которая протягивается через Блю Ридж, Грин Маунтин, через антиклинорий Бронсон Хилл к линии Байе-Верт — Бромптон Северного Ньюфаундленда, находится большое количество более мелких тел основных и ультраосновных пород. Согласно Г. Вассербургу [27], в этой же зоне можно выделить крупные ультрабазит-базитовые интрузии типа балтиморского габброидного комплекса. Эти интрузии несут изотопные метки раннедокембрийской континентальной коры. Большинство мелких тел трудно диагностировать из-за высокой степени метаморфизма и деформаций и относить либо к офиолитам, либо к дифференцированным интрузиям. Ясно, однако, что эти два существенно различных по условиям образования и по возрасту комплекса пород пользуются здесь совместным развитием на всей площади [17, 18, 27].

Вдоль всей рассматриваемой зоны уверенно картируются гранито-гнейсовые купола (Колванда, Аустелли, Таллулла Фоллс, Токсавай, Балтиморские, Пелхам и Варвик); в ядрах наиболее эродированных куполов вскрываются породы гренвильского фундамента. Формационные комплексы охвачены высокотемпературным метаморфизмом, достигающим до гранулитовой фации. Из-за недостатка места мы не можем дать сколько-нибудь подробного описания [см. 25]. Важно отметить, что в Аппалачах, так же как и в отмеченных выше регионах, после обдукции офиолитов происходили внедрение ультрабазит-базитовых интрузий, ремобилизация раннедокембрийского фундамента и образование гранито-гнейсовых куполов. Ремобилизация фундамента строго доказывается изотопными данными [10, 16, 34].

На Ньюфаундленде гранито-гнейсы соответствуют по возрасту таконской тектонической фазе или обдукции офиолитов и залечивают главную сутурную зону — линию Байе-Верт — Бромптон, причем гранито-гнейсы и граниты, обнажающиеся по обе стороны от этой линии, имеют один и тот же возраст и состав [10].

Важно отметить, что после обдукции офиолитов происходит общий подъем края континента, интенсивный размыв офиолитовых аллохтонов и пассивная окраина становится активной. Фиксируется среднепозднеордовикская вулканическая деятельность. Так, в антиклинории Бронсон Хилл выделяется среднепозднеордовикская последовательно дифференцированная серия вулканитов Аммоносук; эта серия, по [26], залегает непосредственно на гранито-гнейсах, в ее основании фиксируются конгломераты с кварцевой галькой. Некоторые авторы полагают, что уже в позднеордовикское время начинает действовать зона субдукции, наклоненная к западу под вновь сформированную окраину. Во время акадской эпохи тектогенеза (D₁) в Аппалачах вновь происходят ремобилизация фундамента, высокотемпературный метаморфизм и образование гранито-гнейсовых куполов.

Таким образом, в Аппалачах в истории развития офиолитовых аллохтонов и континентальной окраины, на которой они располагаются, можно найти много черт сходства с Западной Монголией, Восточным Саяном и Скандинавией. Зоны подобного типа, в которых совместно развиты гранито-гнейсовые купола и обдуцированные офиолитовые аллохтоны, можно обнаружить и в других регионах — на восточном склоне Урала (главная гранитно-метаморфическая ось Урала), в Блыбском антиклинории Передового хребта Северного Кавказа, в Главном хребте Большого Кавказа [5], на Папуа — Новой Гвинее [11, 22].

Как видно из приведенного материала, в геодинамике становления зон обдукции намечаются определенные закономерности. На рис. 4 отображена во многом условная, не претендующая на универсальность, модель развития зон подобного типа, в которой обобщены данные по истории раскрытия и закрытия Центрально-Азиатского палеоокеана и палеоокеана Япетус [1—4, 9—13, 24, 28, 30, 35, 36]. В истории этих палеоокеанических бассейнов можно выделить восемь этапов:

1. В конце рифейского — начале вендского времени уже существовали океанические бассейны атлантического типа; палеоокеан Япетус, возможно, соединялся с Палеоазиатским океаном (включая Палеоуральский). На пассивных шельфовых окраинах палеоконтинентов, рассеченных рифтогенными грабенами, накапливались удивительно однообразные терригенные и карбонатные отложения. Наиболее ярким примером формационных комплексов этого типа являются спаргамитовые бассейны Норвегии, аналоги которых устанавливаются на всем протяжении каледонского пояса [8].

2. В середине — конце венда произошла перестройка геодинамического режима: растяжение на континентальных окраинах сменилось сжатием. Вдоль континентов стали появляться энсиматические островные дуги, отшнуровавшие краевые бассейны, в которых шел активный спрединг. Вполне возможно, что в конце этого этапа начали закладываться зоны субдукции, наклоненные под континент, о чем свидетельствует появление первых порций ультрабазит-базитовых интрузий.

3. В предсреднеордовикское время (местами в позднем ордовике) произошло столкновение островных дуг с континентами. Офиолиты и связанные с ними островодужные и краевоморские комплексы были обдуцированы на края континентов. Сразу после обдукции внедрилась основная масса мантийных ультрабазит-базитовых интрузий и сформировались гранито-гнейсовые купола. Для куполообразования, связанного с процессом обдукции, характерны все признаки, свойственные куполообразованию в раннем докембрии [7], т. е. оно также сопровождалось высокотемпературным метаморфизмом и имело четкую верхнюю границу, на которой остановился процесс гранитизации. В палеозойских ситуациях роль экрана выполняли не столько осадочные породы чехла,

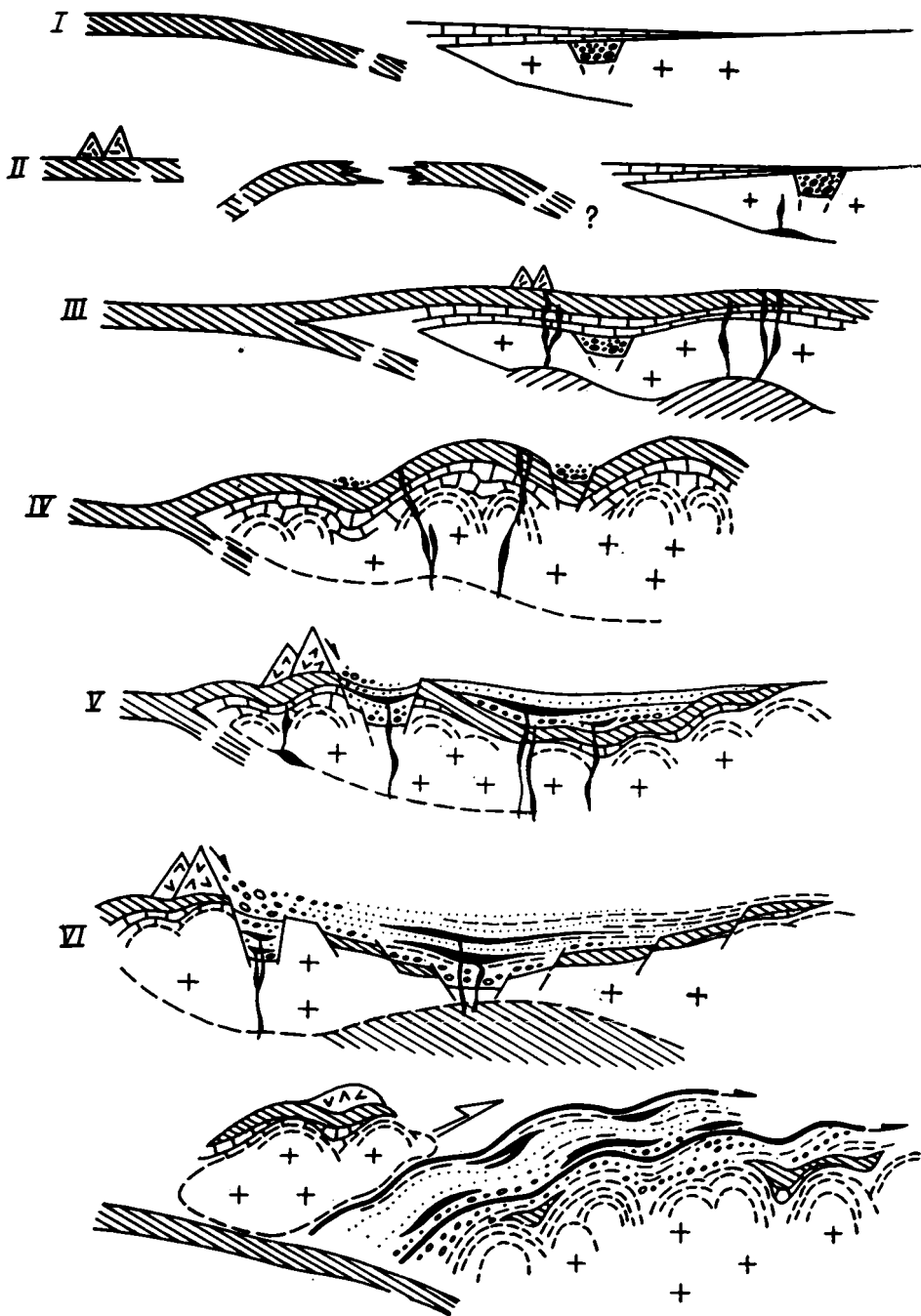


Рис. 4. Модель развития каледонских зон обдукции офиолитов

1 — океанический бассейн атлантического типа, формирование пассивной шельфовой окраины; 2 — возникновение энзиматических вулканических дуг и окраинных бассейнов; 3 — обдукция первых офиолитовых пластин на пассивную континентальную окраину, под которой формируются мантийный диапир, тепловой и флюидный потоки; 4 — общее поднятие, размыв, ремобилизация фундамента, куполообразование со смятием чехла и офиолитовых пластин, высокотемпературный метаморфизм; 5 — появление энсиалической вулканической дуги андийского типа, базальтов континентальных рифтов, задугового бассейна; 6 — задуговый спрединг рассеянного типа: шарьирование на новую континентальную окраину комплексов краевого моря задугового бассейна и энсиалических островодужных комплексов; 7 — куполообразование второго этапа, метаморфизм и деформация всех комплексов

сколько крупные ультрабазитовые аллохтоны, надвинутые в результате обдукции. На картах мы наблюдаем не только гранито-гнейсовые купола, но и купола, образованные осадочными породами и офиолитами, выступающими в роли «сланцевого обрамления». Такой специфический рисунок характерен, по-видимому, для континентальных окраин, испытавших обдукцию океанической коры [3]. Ультрабазит-базитовые интрузии этого этапа пересекают континентальную кору, о чем свидетельствуют изотопные метки, и внедряются в пакет аллохтонных пластин.

4. Общее поднятие затронутых шарьированием окраин континентов, интенсивный размыв офиолитовых аллохтонов. На сводовом поднятии закладывается система грабенов, заполняющихся продуктами размыва пород аллохтонного комплекса и фундамента.

5. Пассивная окраина трансформируется в активную, обладающую характерными чертами окраин андийского и кордильерского типов. На краях континентов образуются вулканоплутонические пояса, в тылу их расширяются и углубляются системы грабенов. В грабенах начинают изливаться толентовые базальты, состав которых несет следы воздействия континентальной коры. Все эти события завершаются возникновением задуговых бассейнов со сложной морфологией дна. Бассейны начинают заполняться мелководными осадками с существенной примесью континентального материала.

6. Окраинные бассейны углубляются, в некоторых их частях идет активный спрединг, изливаются толентовые базальты.

7. В конце силурийского времени краевые бассейны прекращают существование. Происходит вторая обдукция офиолитов, образования осадочных чехлов бассейнов и их меланократового основания надвигаются на континент. На них в свою очередь надвигаются формационные комплексы энсиалических дуг и поясов. В верхние тектонические пластины иногда вовлекаются докембрийские кристаллические сланцы основания вулканических дуг. Вновь происходит ремобилизация фундамента, сопровождаемая высокотемпературным метаморфизмом, деформациями и ростом гранито-гнейсовых куполов.

8. Магматические процессы постепенно затухают, длительное время продолжается внедрение гранитных плутонов, щелочность которых со временем возрастает. В тылу вновь сформированных окраин, в теле докембрийских плит, параллельно границам с обдукционными зонами закладывается система континентальных рифтов типа грабена Осло.

Встает закономерный вопрос — что обуславливает развитие интенсивного куполообразования в данной обстановке? Для докембрийских куполов необходимое условие их появления — наличие повышенного теплого потока, флюидного потока и экрана. Роль экрана уже неоднократно обсуждалась. Появление в зонах обдукции кроме куполов мантийных интрузий, которые пронизывали континентальную кору, показывает, что возникновение подобных зон было обусловлено наличием возбужденной или аномальной мантии под рассмотренными зонами. Развитие магматизма во времени и пространстве показывает, что эта зона аномальной мантии мигрировала от центра спрединга в первом окраинном море к краю континента и далее двигалась в глубь континента, что и обусловило цикличность развития. С каждым следующим циклом активность этой зоны уменьшалась. Все эти процессы можно связывать с латеральной миграцией мантийного диапира, обусловленной процессами конвекции, или, наоборот, с активным надвиганием континента на океаническую кору.

ВЫВОДЫ

1. Гранито-гнейсовые купола — характерный элемент зон обдукции офиолитов; можно думать, что их появление неизбежно при этом процессе. Другим таким элементом являются дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузии.

2. В классической тектонике плит обдукция офиолитов рассматривается как конечный процесс, заканчивающий развитие океанических бас-

сейнов. Наши материалы показывают, что после обдукции офиолитов пассивная окраина становится активной; это приводит в дальнейшем к новому циклу развития или, другими словами, одна обдукция приводит впоследствии к другой. Многоэтапность формирования подобных континентальных окраин часто остается незамеченной из-за недостатка материала.

3. Выделение зон подобного типа объясняет появление в фанерозойских складчатых сооружениях овоидных структур, в которых выступают породы докембрия. Эти породы выступают в ядрах наиболее глубоко эродированных куполов, т. е. представляют собой выступы автохтона, маркирующие край континента, а не отдельные микроконтиненты. Тем самым отпадает необходимость допускать очень большие масштабы горизонтальных перемещений. Картирование подобных зон помогает также восстанавливать древние границы плит.

4. В построениях тектоники плит появление гранитоидов, повышенный уровень метаморфизма связывают с переплавлением края континента, пододвигавшегося под океаническую плиту в процессе обдукции [3]. Наши данные показывают, что активные магматические процессы, происходящие на континентальной окраине после обдукции офиолитов, связаны с более глубинными причинами — вероятно, с жизнью области возбужденной мантии, или мантийного диапира, мигрирующего от края океанической плиты в глубь континента.

Список литературы

1. Дергунов А. Б. Строение и развитие каледонид Центральной Азии (Алтае-Саянская область и Западная Монголия): Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 1986. 56 с.
2. Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна/Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 195 с.
3. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
4. Лейтес А. М., Самыгин С. Г. Новые принципы тектонического районирования на примере Урала и Аппалачей//Геотектоника. 1984. № 4. С. 37—44.
5. Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 93 с.
6. Хераскова Т. Н., Томуртоого О., Хаин Е. В. Офиолиты и верхнедокембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 25—31.
7. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
8. Bjorkykke K. The eastern marginal zone of the Caledonide orogen in Norway//Geol. Surv. Canada, IGCR Project 27. Caledonide orogen. 1978. V. 49—55.
9. Brekke H., Furnes H., Nordas J., Hertogen J. Lower Paleozoic convergent plate margin volcanism on Bomlo, SW Norway, and its bearing on the tectonic environments of the Norwegian Caledonides//J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. Pt 6. P. 1015—1032.
10. Currie K. L. Repeated basement reactivation on the northeastern Appalachians//Geol. J. 1983. V. 18. № 3. P. 223—240.
11. Davies H. L., Warren R. G. Origin of eclogite-bearing, domed, layered metamorphic complexes («Core complexes») in the D'Entrecasteaux islands Papua New Guinea//Tectonics. 1988. V. 7. № 1. P. 1—21.
12. Furnes H., Roberts D., Sturt B. A., Thon A., Gale G. H. Ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides//Proceed. Ophiol. Symposium. Cyprus, 1984. P. 582—600.
13. Furnes H., Brekke H., Nordas J., Hertogens J. Lower Paleozoic convergent plate margin volcanism on Bomlo, Southwest Norwegian Caledonides: geochemistry and petrogenesis//Geol. Mag. 1986. V. 123. № 2. P. 123—142.
14. Fragmented ophiolite sequences in Trondelag, Central Norway//Uppsala Caledonide Symposium. 1981. Excursion № B12. 40 p.
15. Gustavson M. Caledonides of north-central Norway//Geol. Surv. Canada, IGCR Project 27. Caledonide orogen. 1978. P. 25—31.
16. Hatcher R. D., Jr. Basement massifs in the Appalachians: their role in deformation during the Appalachian orogenesis//Geol. J. 1983. V. 18. № 3. P. 255—266.
17. Hatcher R. D., Jr., Hooper R. J., Petty S. M., Willis J. D. Structure and chemical petrology of three southern Appalachian mafic-ultramafic complexes, and their bearing upon the tectonics of emplacement and origin of Appalachian ultramafic bodies//Amer. J. Sci. 1984. V. 284. № 4—5. P. 484—507.
18. McSween H. Y., Jr., Sando T. W., Clark S. R., Harden J. T., Strange A. A. The gabbro-metagabbro association of the southern Appalachian Piedmont//Amer. J. Sci. 1984. V. 284. № 4—5. P. 437—462.

19. *Misra C. K., McSween H. Y.* Mafic and ultramafic rocks of the Appalachian orogen — an introduction//*Amer. J. Sci.* 1984. V. 284. № 4—5. P. 290—294.
20. *Misra C. K., McSween H. Y.* Mafic rocks of the southern Appalachians: a review//*Amer. J. Sci.* 1984. V. 284. № 4—5. P. 294—319.
21. *Oftedahl Chr.* Geology of Norway//*Norg. Geol. Undersok.* 1980. № 356. 115 p.
22. *Ollier C. D., Pain C. F.* Actively rising surficial gneissdomes in Papua New Guinea//*J. Geol. Soc. Aust.* 1980. V. 27. P. 33—44.
23. *Roberts D.* Caledonides of south-central Norway//*Geol. Surv. Canada, IGCP Project 27. Caledonide orogen.* 1978. P. 31—39.
24. *Roberts D., Gale G. H.* The Caledonian-Appalachian Yapetus Ocean//*Evolution of the Earth's Crust. L.: Acad. Press,* 1978. № 4. P. 255—340.
25. *Robins B., Gardner P. M.* The magmatic evolution of the Seiland province and Caledonian plate boundaries in Northern Norway//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 167—178.
26. *Rosenfeld J. L.* Stratigraphy, structure and plutonism east of the Bronson Hill anticlinorium, New Hampshire//*The Caledonides in the U. S. A., IGCP Project 27. Caledonide Orogen.* 1979. P. 73—95.
27. *Shaw H. F., Wasserburg G. J.* Isotopic constraints on the origin of Appalachian mafic complexes//*Amer. J. Sci.* 1984. V. 284. № 4—5. P. 319—350.
28. *Sigmond E. M. O., Gustavson M., Roberts D.* Berggrunnskart over Norge//*Norges Geologiske Undersokelse,* 1981—1983.
29. *Stigh J.* Ultramafites and detrital serpentinites in the central and southeastern parts of the Caledonian allochthon in Scandinavia. Göteborg: Geol. Institutionen, Publ., A 27. 1979. 222 p.
30. *Sturt B.* The accretion of ophiolitic terranes in the Scandinavian Caledonides//*Geol. en Mijnb.* 1984. № 2. P. 201—212.
31. *Sturt B. A., Roberts D.* Caledonides of northernmost Norway (Finnmark)//*Geol. Surv. Canada, IGCP Project 27. Caledonide orogen.* 1978. P. 17—25.
32. *Sturt B. A., Thon A.* Caledonides of Southern Norway//*Geol. Surv. Canada, IGCP Project 27. Caledonide orogen.* 1978. P. 39—49.
33. *Sturt B. A., Thon A., Furnes H.* The geology and preliminary geochemistry of the Karmoy ophiolite, SW Norway//*Proceed. Ophiol. Symposium. Cyprus,* 1984. P. 538—554.
34. *Thomas W. A.* Basement-cover relations in the Appalachian fold and thrust belt//*Geol. J.* 1983. V. 13. № 3. P. 267—276.
35. *Williams H., Hatcher R. D., Jr.* Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian orogen//*Geology.* 1982. V. 10. № 10. P. 530—536.
36. *Williams H., Hatcher R. D., Jr.* Appalachian suspect terranes//*Geol. Soc. Amer. Mem.* 158. P. 33—53.
37. *Wolfj F. Chr., Roberts D., Siedlecka A., Oftedahl Chr., Green T.* Guide to excursions. 26th Int. Geol. Congress//*Norg. Geol. Undersok.* 1980. № 356. 129 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
29.VII.1987

УДК 551.241 : 551.24 (571.6)

ФИЛАТОВА Н. И.

**РОЛЬ ПРОЦЕССОВ КОЛЛИЗИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ**

На материалах по северо-западной части Тихоокеанского региона установлено, что завершение развития формирующихся на конвергентных границах литосферных плит островодужных и окраинно-континентальных вулканогенных поясов коррелируется с процессами коллизии, дискретно проявляющимися на периферии Тихого океана и препятствующими дальнейшей субдукции океанической плиты. Возникающий при этом режим сжатия и задержка в коре последних порций мантийских расплавов создают в окраинно-континентальных поясах благоприятные условия для мощных вспышек анатектического риолитового магматизма. Признаки коллизии: тектоническое совмещение разнофациальных образований (в том числе и приконтинентальное размещение бывших внутриокеанических островных дуг), возникновение вергентных в сторону континента покровно-надвиговых дислокаций, проявление парагенетически связанных с последними впадин с олистостромово-молассовыми отложениями, а в некоторых случаях — рядов гранитоидных массивов палингенной природы.

По периферии Тихого океана располагается ряд разновозрастных вулканогенных поясов, как окраинно-континентальных, так и островодужных, причем этапы их формирования разделяются амагматичными этапами. Отсюда возникает проблема выяснения причин дискретности проявления вулканизма, которая ниже решается на материалах по северо-западной части Тихого океана.

На северо-западном континентальном обрамлении Тихого океана территориально сближенно располагаются три разновозрастных вулканогенных пояса общего северо-восточного простирания (рис. 1), формирование которых происходило в интервале поздний мезозой — ранний кайнозой. Наиболее древний из них — Удско-Мургальский пояс (УМВП) имеет позднеюрский — раннебарремский возраст и сложен андезит-базальтовой формацией, состав которой (рис. 2) наиболее близок к породам островодужной толетовой серии, формирующимся на океанической коре. УМВП возник, таким образом, во внутриокеанических условиях, а от континента его отделяли котловины окраинных бассейнов, флишоидные отложения которых прерывистой полосой протягиваются ныне к северу от УМВП. Два более молодых — альбский — сенонский Охотско-Чукотский (ОЧВП) и позднеэоценовый — раннемиоценовый Камчатско-Корякский (ККВП) вулканогенные пояса развивались в окраинно-континентальных условиях и сложены породами двух магматических серий — известково-щелочной и анатектической риолитовой. Формирование обоих окраинно-континентальных поясов — ОЧВП и ККВП на различном субстрате (мощной докембрийской и мезозойской континентальной коре в первом случае и формирующейся коре переходного типа во втором) определили существенные различия состава вулканогенных толщ, слагающих эти пояса (см. рис. 2).

В публикациях последних лет [7, 10, 16] приведены убедительные данные (химическая полярность вулканических поясов, их положение в латеральном ряду структур зоны перехода континент — океан) о генетической связи рассматриваемых поясов с палеосейсмофокальными зонами, возникавшими на конвергентных границах литосферных плит в ходе процесса субдукции. Однако не выясненными остаются вопросы о причинах, приводящих к завершению формирования конкретных вулканогенных поясов, а также о характере тех процессов, вследствие которых былые внутриокеанические островные дуги ныне нередко занимают при-

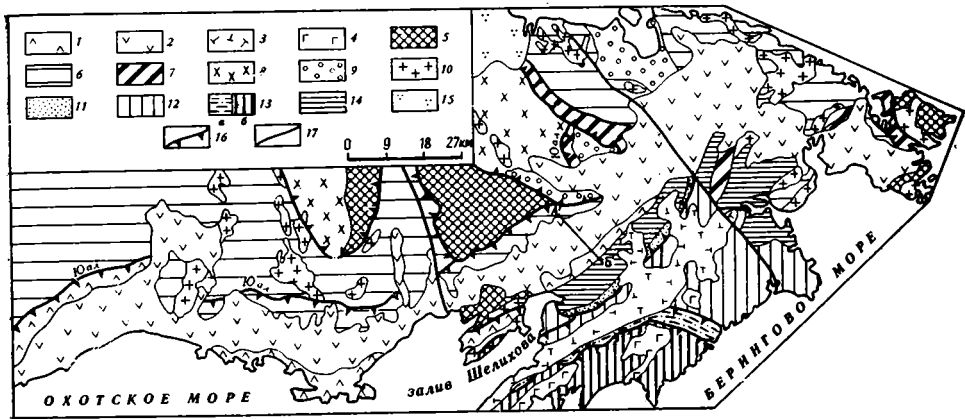


Рис. 1. Схема размещения позднемезозойских — кайнозойских вулканогенных поясов на северо-западном обрамлении Тихого океана

1—4 — вулканогенные пояса: 1 — позднеюрский — неокомовый Удско-Мургаляский, 2 — альб-сенонский Охотско-Чукотский, 3 — позднеэоцен-раннемеловой Западно-Камчатско-Корякский (с учетом глубинных фаций), 4 — неогеновый Курило-Олюторский; 5—13 — образования фундамента вулканогенных поясов: 5—10 — Верхояно-Чукотская тектоническая область позднемезозойской межконтинентальной коллизионной складчатости: 5 — выступы докембрийской континентальной коры, 6 — докембрийская континентальная кора с рифейско-раннемезозойским шельфовым комплексом, 7 — юрские сфиолитовый и островодужный комплексы; нерасчлененные. 8 — тектонически совмещенные блоки докембрийской континентальной коры, палеозойских — мезозойских офиолитовых и островодужных комплексов, 9 — позднеюрский — раннемеловой молассовый комплекс впадин, генетически связанных с покровно-надвиговыми структурами, 10 — раннемеловые гранитоиды коллизионного типа, 11—13 — Корякско-Камчатская тектоническая область позднемезозойской — раннекайнозойской периферической складчатости и покровообразования: 11 — Таловско-Майнская зона, 12 — Корякская зона (включая Кайвэрэланско-Майницкий, Пикасваямско-Эконайский и другие аллохтоны), 13 — Укэлятско-Олюторская зона (а — Укэлятский, б — Лесновско-Ватынский покровы); 14 — зоны раннекайнозойского рифтогенеза; 15 — чехол четвертичных отложений; 16 — ограничения некоторых тектонических покровов и чешуйчато-надвиговых дислокаций (ЮАЛ — Юдома-Алучинская система); 17 — сдвиги. А—Б — линия профиля на рис. 3

континентальное положение, пространственно совмещаясь с окраинно-континентальными поясами. Решение этих проблем требует реконструкции тех тектонических режимов, которые возникали на этапах, разделяющих время формирования вулканогенных поясов.

Если обратиться к позднемезозойским — раннекайнозойским вулканогенным поясам северо-запада Тихого океана, то такими этапами являлись, во-первых, позднебарремский — среднеальбский, разделяющий время формирования УМВП и ОЧВП, а во-вторых, позднесенонский — раннепалеогеновый, разделяющий этапы развития ОЧВП и ККВП.

Реконструкция тектонических режимов, приводящих к затуханию вулканогенных поясов, основывается на анализе структур, возникших при этих режимах, и особенностей осадконакопления.

Строение вулканогенных поясов определяется совокупностью нескольких типов, обладающих центральной симметрией тектономагматических структур, размещающихся вдоль магмоподводящих разломов [17]. Возникновение их связано с появлением и развитием в земной коре очагов мантийной или анатектической коровой магмы. Они характеризуются закономерным размещением магматических фаций и, как правило, сопровождаются локальными аномалиями гравитационного и магнитного поля. Однако в пределах вулканогенных поясов северо-западной части обрамления Тихого океана нередко наблюдается интерференция структурных форм различной генетической природы [16]. Наряду с тектономагматогенными структурами для них характерны наложенные осложняющие покровные и чешуйчато-надвиговые дислокации. Важная их роль и широкое развитие в северо-западной части Тихоокеанского кольца доказаны в последнее время рядом исследователей [1, 8, 9, 11,

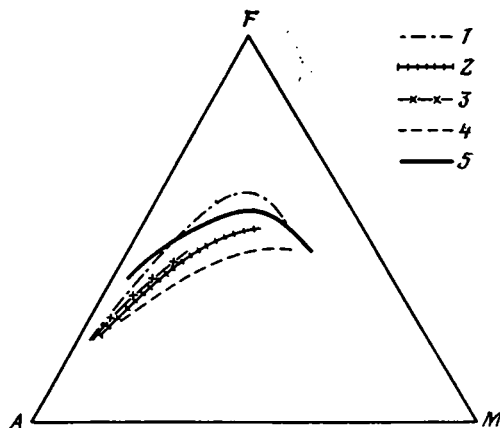


Рис. 2. Диаграмма *AFM* для магматических формаций вулканогенных поясов

1—4 — тренды дифференциации формаций: 1 — андезит-базальтовой поздней юры — неокома УМВП, 2 — базальт-андезитовой альба — турона ОЧВП, 3 — риолитовой альба — сенона ОЧВП, 4 — базальт-андезит-дацитовый олигоцен — раннего миоцена ККВП; 5 — разграничительная линия областей толеитовой и известково-щелочной серий по А. Миасиро

14—17], причем их выявление позволяет реконструировать особенности развития активной континентальной окраины Евразии.

Изучение возрастного и пространственного соотношения тектонических структур различной природы позволило установить, что этапы завершения развития вулканогенных поясов совпадают с этапами формирования в их пределах (или вблизи них) зон чешуйчато-надвиговых дислокаций и тектонических покровов.

Особенно интенсивно подобного рода структуры проявились в УМВП, терригенно-вулканогенные образования которого участвуют в чешуйчато-надвиговых дислокациях двух возрастных интервалов: позднебаррем-среднеальбского и позднемелового.

УМВП в современной геологической структуре востока Азии располагается в непосредственной близости от Верхояно-Чукотской тектонической области и по Юдома-Алучинской системе надвигов надвинут на южную ее окраину (см. рис. 1). Эта система надвигов, вергентная на северо-запад, в сторону континента Евразии, отчетливо прослеживается на космических снимках. В строении ее кроме вулканитов УМВП принимают участие позднеюрские — неокомовые флишондные образования тыловых бассейнов этого пояса. В чешуйчато-надвиговых дислокациях параавтохтона присутствуют архейские кристаллические породы, а также чехол терригенно-карбонатных и терригенных отложений рифея, палеозоя и мезозоя.

Рассматриваемая система надвигов рядом сдвигов субмеридиональной и северо-западной ориентировки расчленена на отдельные сегменты. В западном сегменте Юдома-Алучинской системы аллохотонные пластины позднеюрских — неокомовых пород УМВП шарьированы на структуры Яно-Колымской зоны Верхояно-Чукотской тектонической области. Восточнее вулканиты этого пояса, судя по данным Е. Г. Пескова и материалам космических съемок [17], надвинуты на южную часть Омолонского блока, причем в параавтохтоне участвуют чешуи архейских кристаллических пород и чехла палеозойских — мезозойских отложений. Неоавтохтоном служат вулканиты ОЧВП. Северо-восточным продолжением Юдома-Алучинской надвиговой системы является, по-видимому, Алучинский пакет покровов, вергентный в северо-западном направлении, отчетливо выявляющийся на космических снимках. Он содержит пластины гипербазитов, габбро, диабазов, кремнисто-вулканогенных пород, возраст которых считается палеозойским на основании находок каменноугольной фауны в терригенно-карбонатных породах [13]. Однако не исключено, что этот офиолитовый комплекс имеет позднеюрский возраст

и представляет собой фрагмент океанической коры окраинного бассейна, размещавшегося в тылу УМВП. Северо-восточнее Юдома-Алучинская система надвигов смыкается с чешуйчато-надвиговыми и покровными структурами юго-западной вергентности, протягивающимися в северо-западном направлении на востоке Олойской зоны, перед фронтом Южно-Аньюйской офиолитовой сутуры. В их строении кроме палеозойских и раннемезозойских образований принимают участие и юрско-неокомовые вулканиты, которые, возможно, составляют продолжение УМВП в Олойской зоне.

Учитывая тот факт, что неоавтохтоном для Юдома-Алучинской системы надвигов являются позднеальбские — сеноманские образования ОЧВП, а в перемещение вовлечены позднеюрские — раннебарремские породы УМВП, временной интервал оформления этих надвигов — баррем — средний альб.

Формирование Юдома-Алучинской системы надвиговых структур сопровождалось возникновением в ее тыловой или фронтальной частях впадин с раннемеловой молассой. Цепочка таких, генетически связанных с надвигообразованием, впадин (Пенжинская, Чалбугчанская, Айнах-Кургенская и др.) протягивается в северо-восточном направлении по краю мезозойского континента. Ряды аналогичных впадин, но уже северо-западной ориентировки располагаются и в Олойской зоне, перед фронтом Южно-Аньюйской сутуры. Строение разреза раннемеловых отложений, заполняющих эти впадины, в целом однотипно. Они начинаются с морской относительно тонкообломочной (существенно песчаниковой) молассы [3] и завершаются крупнообломочной континентальной альбской молассой, в которой преобладают конгломераты и брекчии. Такая смена вверх по разрезу тонкообломочных отложений грубообломочными свидетельствует об увеличении во времени интенсивности сжатия и надвигообразования, с которыми генетически и связано появление этих впадин. Судя по составу обломочного материала, при формировании рассматриваемых впадин происходил местный размыв близлежащих поднятий, которые являлись морфологическим выражением фронтальных частей формирующихся покровно-надвиговых структур.

Таким образом, выявление покровно-надвиговых структур и парагенетически связанных с ними впадин свидетельствует о том, что временной интервал, последовавший за этапом формирования УМВП, характеризовался интенсивным сжатием и шарьированием горных масс в направлении от океана к континенту.

Переходя к характеристике покровно-надвиговых структур, возникших на этапе завершения развития ОЧВП, необходимо отметить, что формировались они в несколько стадий, причем наиболее ранние из них появились в начале сенона, после накопления альб-туронской базальт-андезитовой формации ОЧВП, перед проявлением мощного сенонского анатектического риолитового магматизма, продукты которого (в том числе и игнимбриты) образуют обширные ареалы в пределах ОЧВП. Чешуйчато-надвиговые дислокации (Параньско-Мургальская система) этой ранней стадии развиты во фронтальной (по отношению к Тихому океану) части ОЧВП (рис. 3), южнее описанной выше Юдома-Алучинской системы. Параньско-Мургальская система надвигов обладает северо-западной (в сторону континента) вергентностью и северо-восточной ориентировкой. В ее строении принимают участие терригенно-вулканогенные породы УМВП, позднеюрско-раннемеловые туфогенно-терригенные (с характерными прослоями голубовато-зеленоватых пепловых туфов) образования преддугового прогиба этого пояса, рассмотренная выше раннемеловая моласса, а также позднеальбская — туронская базальт-андезитовая формация ОЧВП. Все перечисленные образования слагают многочисленные наклоненные на юго-восток пластины мощностью от первых десятков до первых сотен метров. В целом они слагают два крупных пакета, в каждом из которых фаунистически охарактеризованные позднеюрские — неокомовые морские и субаквальные образования надвинуты на раннемеловую молассу и вулканиты ОЧВП [16]. Породы в

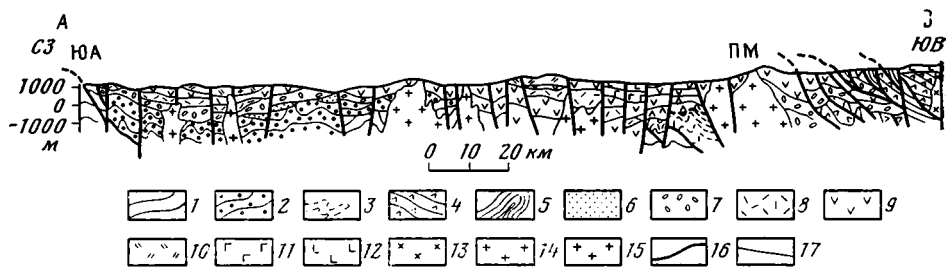


Рис. 3. Строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

1 — палеозойские и среднеюрские вулканогенно-терригенные и терригенные формации, нерасчлененные (преимущественно шельфовые и внутриплитовые); 2 — флишоподная формация поздней юры — валанжина окраинного морского бассейна; 3, 4 — Удско-Мургальский позднеюрский — неокомовый внутриокеанический островодужный вулканогенный пояс; 5 — вулканогенно-терригенная формация поздней юры — валанжина, 4 — андезитово-базальтовая формация готерива — раннего баррема (включая терригенно-туфогенную подформацию); 6 — терригенная формация поздней юры — неокома преддугового прогиба; 7 — формации впадин в коллизионных зонах: 6 — морская моласса анта — альба, 7 — наземная моласса альба; 8—10 — Охотско-Чукотский альб-сенонский окраинно-континентальный пояс: 8 — дацити-риолитовая формация альба — раннего сеномана, 9 — базальто-андезитовая формация альба — турона, 10 — субшелочная дацитовая формация сеномана — сенона; 11, 12 — зоны рифтогенеза: 11 — базальтовая формация маастрихта — дания, 12 — субшелочная базальтовая формация палеоцена — эцена; 13—15 — гранитоиды: 13 — раннемеловые Удско-Мургальского пояса, 14, 15 — позднемеловые Охотско-Чукотского пояса, комагматичные формации: 14 — базальт-андезитовой, 15 — кислым; 16 — разломы; 17 — геологические границы. Буквы на профиле — фронтальные части покровно-надвиговых дислокаций: ПМ — Пареньско-Мургальская, ЮА — Юдома-Алущинская

надвиговых чешуях претерпели интенсивный динамометаморфизм с образованием милонитов и меланжа. Ширина зон расщепления и брекчированных пород колеблется от первых метров до 100—150 м. Мощные зоны милонитов вскрываются на южном склоне хр. Ичигем, а также в левобережье Пенжины и низовьях Мургалья, причем в последнем случае пластина неокомового терригенно-туфогенного относительно глубоководного комплекса, содержащего аммониты и накопившегося в преддуговом прогибе УМВП, надвинута на позднеюрскую — неокомовую толщу песчаников, гравелитов и ракушняков, которая слагает нижнюю часть УМВП. Пареньско-Мургальская система поперечными левыми сдвигами разгибается на ряд сегментов и в плане имеет ступенчатый или кулисообразный облик.

Автохтоном для рассматриваемой системы надвигов является альб-туронская базальт-андезитовая формация ОЧВП (см. рис. 3), а неоавтохтоном — сенонская риолитовая формация этого пояса, что указывает на турон-раннесенонский возраст ее формирования. Непосредственно после этапа надвигообразования в пределах рассматриваемых дислокаций возникла цепочка гранитоидных тел (преимущественно трещинного типа, наклоненных на юго-восток), комагматичных альб-туронской базальт-андезитовой формации ОЧВП.

Наклон надвиговых чешуй Пареньско-Мургальской системы свидетельствует о движении масс со стороны океана в направлении к континенту. При этом фронт предсенонского шарьирования располагался южнее раннемелового. Интенсивность предсенонского шарьирования была слабее раннемелового, о чем свидетельствует резкое уменьшение объема олистостромово-молассовых отложений, сопровождавших позднемеловое надвигообразование. На этом этапе в зонах чешуйчато-надвиговых дислокаций лишь весьма локально формировалась грубообломочная позднемеловая моласса, например ветвинская (по Ю. С. Турчиновичу) толща хр. Ичигем, озернинская и илюткунская толщи Оконайто-Пеледонского поднятия.

Тектонические покровы и надвиги в позднемеловое время оформились и в более внутренних частях Корякско-Камчатской тектонической области. Судя по данным С. В. Руженцева, С. Д. Соколова и их коллег [9],

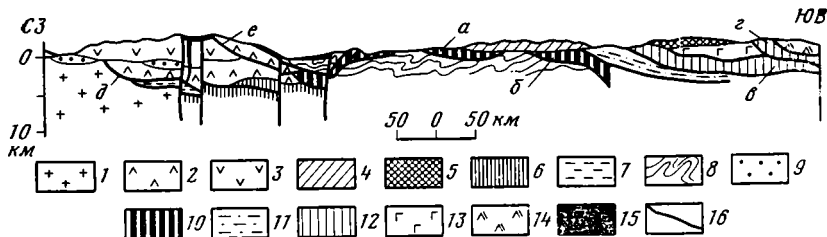


Рис. 4. Схема соотношения вулканогенных поясов со структурами зоны перехода континент — океан (северная часть Корьяско-Камчатской тектонической области)

1 — континентальная кора в пределах Верхояно-Чукотской тектонической области; 2—5 — вулканогенные пояса: 2 — позднеюрский — неокомовый Удско-Мургалский, 3 — альб-сенонский Охотско-Чукотский, 4 — позднеэоцен-раннемиоценовый Западно-Камчатско-Корьякский, 5 — олигоцен-миоценовый Курило-Олюторский; 6 — океаническая кора фундамента Удско-Мургалского пояса и сопряженного с ним окраинного бассейна; 7 — позднеюрские — раннемеловые флишеидные отложения окраинного бассейна Удско-Мургалского пояса; 8 — юрские — меловые, преимущественно флишеидные комплексы преддуговых и тыловых прогибов, нерасчлененные (Корьякская зона); 9 — раннемеловая моласса; 10 — аллохтоны Корьякской зоны: палеозойские, триасовые, юрские и раннемеловые офиолитовые и островодужные комплексы (а — Койвэрэланско-Майницкий, б — Пикасьваямско-Эконайский); 11—14 — аллохтоны Олюторской зоны: 11 — сенонский флишевый комплекс Укэляятского покрова, 12 — меловой и палеогеновый офиолитовые комплексы Лесновско-Ватынского (s) и Олюторско-Дежневского (z) покровов, 13, 14 — островодужные вулканогенные пояса: 13 — Ирунейский сенонский, 14 — Ачайваямский маастрихт-датский; 15 — маастрихт-эоценовые базальтоиды зон рифтогенеза; 16 — сбросы и надвиги (d — фронтальные части системы надвигов: d — Юдома-Алучинской, e — Пареньско-Мургалской)

в это время здесь возникло несколько сложно построенных аллохтонов, которые на космических снимках группируются в два крупнейших покрова — Койвэрэланско-Майницкий и Пикасьваямско-Эконайский (рис. 4). Не исключено, что некогда они составляли единый аллохтон, разобщенный уже позднее, в ходе его шарьирования на край материка. Эти покровы сложены разнофациальными образованиями (океаническими, шельфовыми, островодужными) широкого возрастного (палеозой, мезозой) интервала [9], причем палеонтологические данные [2, 14] свидетельствуют о том, что в них совмещены отложения различных климатических обстановок и океанических бассейнов, что явилось, вероятнее всего, следствием тектонического сучивания, коллизии этих разнородных образований. Полученные С. В. Руженцевым и его сотрудниками данные [9] о широком возрастном интервале сопровождающих аллохтоны олистостромовых накоплений указывают на длительность (поздняя юра — мел) оформления Койвэрэланско-Майницкого и Пикасьваямско-Эконайского аллохтонов. Их автохтоном являются альб-туронские туфогенно-терригенные отложения преддугового прогиба ОЧВП.

Более молодые, послесенонские, надвиговые дислокации, соответствующие времени завершения кислого вулканизма в ОЧВП, в пределах самого этого пояса не установлены. Однако они выявлены [6, 18] южнее, на северном обрамлении Олюторской зоны, где располагается сформировавшийся на рубеже позднего мела — палеогена Лесновско-Ватынский покров. Н. А. Богданов и его сотрудники [9] установили сложное строение этого покрова, включающего как офиолитовые, так и островодужные меловые комплексы. Данные химизма [9, 12, 19] подтверждают присутствие в этом покрове сенонских эффузивов островодужного типа, принадлежащих, по-видимому, Ирунейской островной палеодуге. Перед фронтом Лесновско-Ватынского покрова располагается обладающий чешуйчато-надвиговой структурой флишевый Укэляятский покров, надвинутый на край материка, включая преддуговой прогиб ОЧВП и Пикасьваямско-Эконайский аллохтон (см. рис. 4). Первоначальное формирование этого флиша происходило, вероятнее всего, в окраинном бассейне, сопровождавшем Ирунейскую островную дугу.

Приведенные данные показывают, что этапы формирования на конвергентных границах литосферных плит островодужных и окраинно-континентальных вулканогенных поясов, генетически связанных с сей-

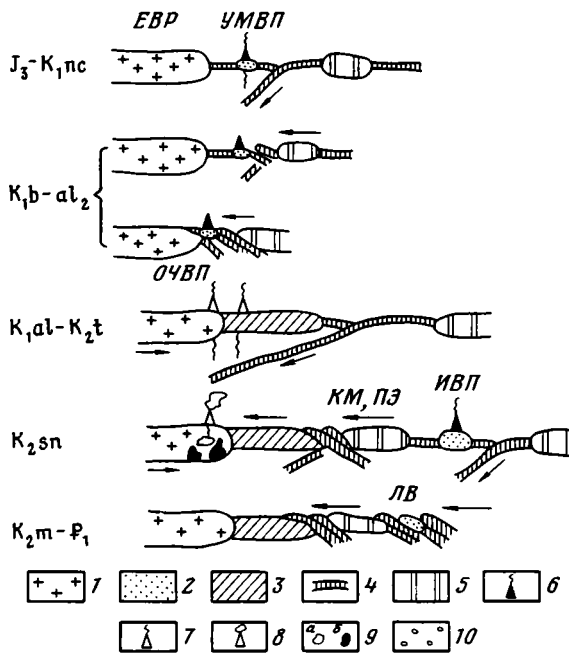


Рис. 5. Условия возникновения и затухания вулканогенных поясов в позднеюрское — меловое время на северо-западном обрамлении Тихого океана
 1 — Евразийский континент; 2 — складчатые и покровно-надвиговые коллизионные зоны; 3 — внутриокеанические островные дуги; 4 — океаническая кора; 6—8 — вулканогенные пояса, связанные с сейсмофокальными зонами и сложные магматическими сериями: 6 — толеитовой островодужной, 7 — известково-щелочной, 8 — риолитовой анатектической; 9 — очаги магматических расплавов: а — известково-щелочных, б — риолитовых анатектических; 10 — молассовые и олистостромовые образования, возникшие в связи с процессами коллизии. Буквенные обозначения: ЕВР — Евразийский континент; вулканогенные пояса: УМВП — Удско-Мургальский, ОЧВП — Охотско-Чукотский, ИВП — Ирунейский; аллохтоны: КМ — Койвэрэланско-Майницкий, ПЭ — Пикасьваямско-Эконайский, ЛВ — Лесновско-Ватынский

сефокальными зонами, чередовались в северо-западной части Тихоокеанского региона с этапами шарьирования тектонических пластин со стороны океана в направлении к континенту, в результате чего возникли вергентные в этом же направлении тектонические покровы и системы чешуйчато-надвиговых дислокаций. Это шарьирование, предопределившее завершение развития вулканогенных поясов, было обусловлено либо столкновением островной дуги с подошедшими к ней вместе с субдуцируемой океанической плитой различного рода поднятиями (террейнами), либо коллизией этих поднятий и островных дуг с краем континента. Наиболее интенсивные процессы коллизии реконструируются в допозднеальбское время, а также на рубеже мела и палеогена, что коррелируется с завершением формирования соответственно УМВП и ОЧВП.

В баррем-среднеальбское время произошло столкновение УМВП с Евразийским континентом с частичным надвижением образований пояса на его окраину. Этой коллизии, по-видимому, предшествовало приближение к УМВП со стороны океана и столкновение с ним включенных в океаническую кору различного рода террейнов палеозойского и мезозойского возраста, обладавших пониженной плотностью, которые препятствовали дальнейшему процессу субдукции океанической плиты. Ныне фрагменты этих поднятий вскрываются в Таловско-Майнской зоне и других участках Корякского нагорья (в бассейнах рек Ваеги и Великой, хр. Рарыткин и др.) [9, 14].

Столкновение террейнов с УМВП развилось затем в столкновение последней с континентальной окраиной (рис. 5). Аналогичная обстановка коллизии океанических поднятий с островными дугами, трансформировавшаяся затем в столкновение этих дуг с Северо-Американским кон-

тинентом, реконструируется в раннем мелу и на территории Южной Аляски [20, 21].

Уместно добавить, что интенсивная раннемеловая коллизия произошла и во внутренних частях Верхояно-Чукотской тектонической области. Здесь столкновение крупных континентальных масс (Евразийской и Северо-Американской плит, а также ряда микроплит), вызвавшее затухание вулканогенных поясов Олойской зоны, завершилось появлением многочисленных рядов палингенных гранитоидных интрузий, в том числе и гранитоидов Амгуэмо-Пегтымельской серии [5].

Следующий этап коллизии в северо-западной части Тихого океана, характеризовавшийся постепенным нарастанием процессов сжатия, реконструируется в позднем мелу — раннем палеогене. В нем выделяются две стадии — предсенонская и маастрихт-палеоценовая. Предсенонская стадия сжатия, приведшая к возникновению Пареньско-Мургальской системы надвигов, коррелируется с завершением функционирования сейсмофокальной зоны ОЧВП, показателем чего явилось затухание известково-щелочного вулканизма в его пределах. Последние порции известково-щелочных расплавов в условиях возрастающего сжатия не достигали поверхности и формировали цепочки плутонических тел, что обусловило повышение теплового потока и появление очагов анатектической магмы в сиалическом фундаменте ОЧВП. Таким образом, проявление в сеноне (по кампанский век включительно) мощного кислого анатектического магматизма в ОЧВП произошло в условиях постепенного прекращения процесса субдукции и парагенетически связано с задержкой в земной коре остаточных мантийных расплавов. Наиболее вероятной причиной возникновения в предсенонское время режима сжатия явилось придвигание к краю материка Койвэрэланско-Майницкого и Пикась-ваямско-Эконайского аллохтонов, прервавших альб-туронскую субдукцию океанической плиты. Столкновение этих аллохтонов с краем Евразийского материка сопровождалось формированием в окраинной его части сенонской молассы [4].

Затухание кислого магматизма в ОЧВП произошло на фоне интенсивных коллизионных процессов, протекавших в обрамлении Тихого океана на рубеже мела — палеогена (см. рис. 5). В маастрихте — палеоцене реконструируется столкновение с краем материка Ирунейской островной дуги с оформлением Лесновско-Ватынского и Укэлятского тектонических покровов.

Возникший в связи с заложением новой зоны субдукции позднэоценовый — раннемиоценовый окраинно-континентальный ККВП развивался на весьма разнородном фундаменте, включая аллохтоны Корякской и Олюторской зон. Наиболее вероятной причиной завершения формирования ККВП является столкновение с краем Евразийского материка позднемеловой Ачайваямской островной дуги (см. рис. 4).

Выводы. 1. Этапы развития островодужных и окраинно-континентальных вулканогенных поясов чередуются во времени с этапами возникновения вергентных в сторону континента чешуйчато-надвиговых дислокаций и тектонических покровов, являющихся показателем коллизии с континентальной окраиной различного рода поднятий (в том числе и островных дуг), подошедших к континенту в результате процессов спрединга. Показателями коллизии являются также парагенетически связанные с покровно-надвиговыми структурами впадины с олигоценово-молассовыми образованиями, а также цепочки массивов палингенных гранитов. Широко распространенный тип коллизии на периферии Тихого океана — столкновение островной дуги с континентом объясняет нередкое приконтинентальное положение (иногда с шарьированием на континентальную окраину) островодужных вулканогенных поясов.

2. Процессы коллизии являются причиной завершения развития формирующихся на конвергентных границах литосферных плит вулканогенных поясов, поскольку подошедшие со стороны океана различного рода поднятия препятствуют дальнейшей субдукции океанической плиты и функционированию сейсмофокальной зоны.

В окраинно-континентальных поясах в этом случае в условиях возрастающего сжатия происходит задержка в сиалическом фундаменте последних порций мантийных расплавов (с формированием интрузивных тел), способствующая реализации мощных процессов анатектического риолитового магматизма.

Список литературы

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука. 124 с.
2. Бычков Ю. М., Чехов А. Д. Находка триасовых тетических аммоноидей в Корякском нагорье//Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 3. С. 782—785.
3. Геология СССР. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Т. XXX. Кн. I. 547 с.
4. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 109 с.
5. Милов А. П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 135 с.
6. Митрофанов Н. П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне//Геология и геофизика. 1977. № 14. С. 28—38.
7. Моралев В. М., Григораши Г. Ф. Геодинамические обстановки и металлогения позднемелового вулканизма Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса//Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Тезисы всесоюз. симпозиум. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 387—388.
8. Очерки по геологии Востока СССР/Под ред. Пушаровского Ю. М. и Зинкевича В. П. М.: Наука, 1986. С. 58—80.
9. Очерки тектоники Корякского нагорья/Под ред. Пушаровского Ю. М. и Тильмана С. М. М.: Наука, 1982. 219 с.
10. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
11. Пушаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана//Геотектоника. 1983. № 6. С. 30—45.
12. Ротман В. К. Палеовулканизм островных дуг северо-западной части Тихого океана и некоторые аспекты «новой глобальной тектоники». Л.: Тр. ВСЕГЕИ. 1975. Т. 234. С. 138—148.
13. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Под ред. Маркова М. С., Пушаровского Ю. М. и Тильмана С. М. М.: Наука, 1980. С. 284.
14. Тильман С. М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР)//Докл. АН СССР. 1986. Т. 273. С. 1220—1222.
15. Филатова Н. И. Особенность тектонического строения Охотско-Чукотского вулканического пояса//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 10. С. 55—63.
16. Филатова Н. И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 268 с.
17. Филатова Н. И., Егоров И. В., Дворянкин А. И. и др. Структуры континентальной и переходной коры на космических снимках. М.: Недра, 1984. 210 с.
18. Шанцер А. Е., Шапиро М. Н., Колосков А. В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое//Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66—83.
19. 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.
20. Churkin M. Jr., Foster H. Z., Champan R. M. Terrains and suture zones in east central Alaska//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B5. P. 3718—3730.
21. Csejtey B. Jr., Cox D. P., Ewatts R. C. et al. The cenozoic Denali fault system and the cretaceous accretionary development of southern Alaska//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B5. P. 3741—3754.

Институт литосферы АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
16.VI.1987

УДК 551.24 : 551.736(574.3)

ЯКУБЧУК А. С., ЧИТАЛИН А. Ф., БАРАБОШКИН Е. Ю.

ВАРИСЦИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ТЕКТУРМАССКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (Центральный Казахстан)

Тектурмасская офиолитовая зона (ТОЗ) представляет собой полихронную покровно-складчато-разрывную шовную зону, развивавшуюся в обстановке горизонтального сжатия в течение нескольких фаз деформации, начиная с середины девона и до конца перми. Начало ее образования связано с первичным скалыванием коры океанического типа, перекрытой мощной толщей терригенного силура и нижнего девона, и образованием доскладчатых покровов. Саурские и более поздние импульсы сжатия обусловили дальнейшее продвижение покровов, их складчатую и разрывную деформацию, протрузивное выдавливание серпентинитов и «выплескивание» ТОЗ на смежные синклиории. В конце перми — триасе ТОЗ была рассечена региональными субпродольными сдвигами на отдельные сегменты.

Тектурмасская офиолитовая зона (ТОЗ) представляет собой серию надвинутых последовательно одна на другую с юга на север аллохтонных сложно деформированных чешуй, сложенных различными, часто дезинтегрированными членами разновозрастных офиолитовых ассоциаций и залегающими на них осадочными образованиями. ТОЗ протягивается в восток — северо-восточном направлении на 300 км во внешней зоне варисцид Центрального Казахстана, контактируя с обрамляющими Нуринским и Успенским синклиориями по надвигам, взбросам и сдвигам, образующим между собой различные комбинации. Диагональными Карабосанским взбрососдвигом и Карасорским сдвигом она рассечена на три сегмента (с запада на восток): Краснополянский, Нурчкенский и Сарыкульболдинский (рис. 1А—Б).

Ранее было показано [2, 10], что положение ТОЗ контролируется Тектурмасским глубинным разломом, служившим подводящей зоной для гипербазитовых интрузий в раннем палеозое и определявшим на протяжении почти всего палеозоя рост поднятия за счет постоянного протрудирования серпентинитов [3, 7].

Полученные в последнее время новые данные по строению и стратиграфии [1, 4] слагающих ТОЗ комплексов позволяют в значительной мере по-новому трактовать как строение, так и историю развития этой структуры, а также и заключительный позднепалеозойский этап ее формирования, которому в основном и посвящено это сообщение.

СТРУКТУРА КРАСНОПОЛЯНСКОГО СЕГМЕНТА

Краснополянский сегмент на всем своем протяжении от гор Шотан на западе (зона сочленения с Атасуйским антиклинорием) до гор Уртынджал на востоке представляет собой сутурный шов, сложенный тремя крупными тектоническими покровами — Тектурмасским, Базарбайским и Сарытауским (рис. 2, 3, а), последовательно надвинутыми один на другой и совместно изогнутыми в складки второго этапа деформации, опрокинутые на северо-запад. Весь этот структурный комплекс образовался до поздневизейского времени, так как резко несогласно «запечатывается» наземными вулканитами каркаралинской свиты верхнего визе — серпуховского яруса, слагающими низы вулканогенного разреза Карабосанской мульды. Рассмотрим более подробно строение всех выделенных элементов.

Базарбайский покров имеет сложное строение (см. рис. 2). Он состоит из трех пластин и характеризуется наиболее полным разрезом офиолитовой ассоциации. Покров протягивается вдоль северо-западного ограничения ТОЗ более чем на 25 км при видимой ширине 3—5 км и является относительным автохтоном.

Нижняя пластина покрова сложена серпентинизированными дунитами — гарцбургитами, которые на контакте с верхними пластинами насыщаются глыбами различного состава, образуя меланж. Подошва пластины нигде не обнажена; ее мощность превышает 200 м и, вероятно, может достигать нескольких километров. Серпентиниты образуют сравнительно небольшие протрузии (150×200 м) в верхние пластины и включают в себя отторженцы различных пород.

Среднюю пластину слагают расслоенное габбро с плагиигранитами (200—500 м), брекчированный комплекс пластинчатых даек диабазов,



субпараллельных расслоенности в офиолитах (500—700 м), пиллоу-базальты кузекской свиты среднего ордовика (низы лландейло) мощностью свыше 500 м и залегающие на них туфосилициты базарбайской свиты карадока — низов лландоверн [4, 14]. Внутренняя структура пластины мелко складчатая, дисконформная ее верхнему и нижнему ограничениям. Протяженность складок достигает 3 км при ширине 500—700 м. Вблизи контактов с нижней и

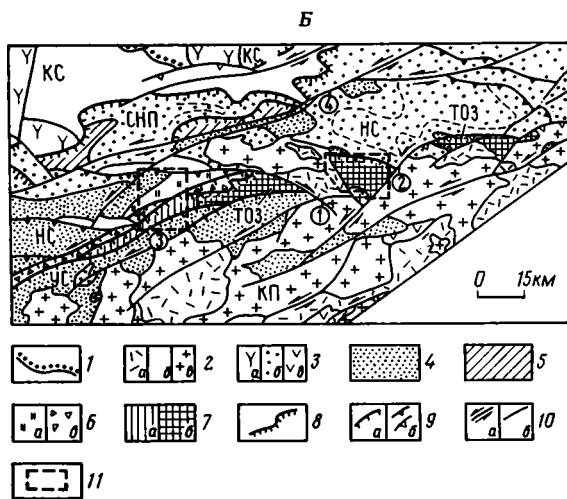


Рис. 1. А — Схема расположения детально исследованных участков 1 — районы гор Тектурмасс (см. рис. 2); 2 — район гор Нурчкен (см. рис. 4) Б — Геолого-структурная схема Тектурмасской офиолитовой зоны и ее обрамления 1 — подошва триасовых и юрских образований Карагандинского бассейна; 2 — наземные каменноугольные вулканы (а), фаменско-визейские известняки (б), позднепалеозойские гранитоиды (в); 3 — ранне- и среднедевонские эффузивы вулканического пояса (а), девонские преимущественно терригенные морские осадки (б), позднедевонские вулканы Успенской тектонической зоны (в); 4 — терригенный силур; 5 — вулканогенный средний — верхний ордовик Спасского надвигового пояса; 6, 7 — нижний палеозой Тектурмасской офиолитовой зоны; 6 — средний ордовик — нижний силур Базарбайского покрова (а), Сарытауского покрова (б), 7 — нижний — средний ордовик — нижний силур (?) Тектурмасского покрова (а), средний ордовик — нижний силур нурчкенского типа (б); 8 — варисийские тектонические покровы; 9 — надвиги и сдвиги (а), взбросы (б); 10 — сдвиги (а), прочие разрывы (б), 11 — контуры участков, изображенных на рис. 2 и 4. Буквами обозначены: синклиории: КС — Карагандинский, НС — Нуринский, УС — Успенский; СНП — Спасский надвиговой пояс; ТСОЗ — Тектурмасская офиолитовая зона; КП — Калдырминский пояс гранитоидов. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Карабосанский, 2 — Карасорский, 3 — Южно-Тектурмасский, 4 — Байдаулетовский

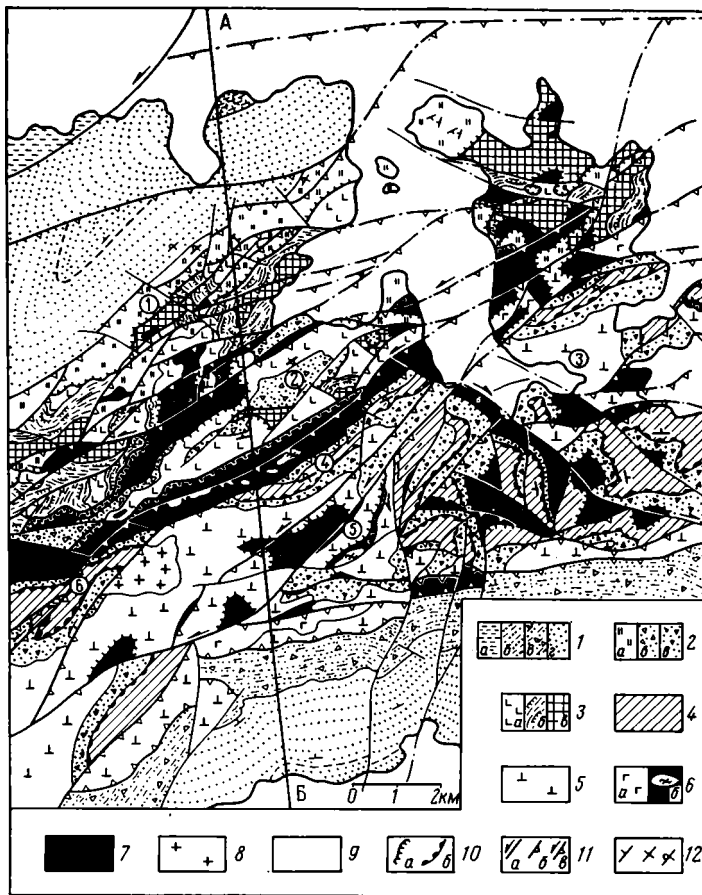


Рис. 2. Схема строения Краснополянского сегмента ТОЗ

1 — девонско-каменноугольные терригенные отложения (а), терригенный верхний силур Нуринского синклинория (б), терригенный с олистостромами нижний — верхний (?) силур Успенского синклинория (в), терригенный нижний силур (г); 2 — карадокские — нижнесилурийские образования: кремнисто-туфогенно-терригенная базарбайская свита (а), олистостромы дистальных фаций сарытауской свиты (б), олистостромы проксимальных фаций сарытауской свиты (в); 3 — офиолиты лландейло: базальты кузекской свиты (а), комплекс параллельных даск диабазов и кератофиров (б), габбро, долериты, анортозиты, плагиограниты полосчатого комплекса (в); 4 — яшмы, микрокварциты тектурмасской свиты лландейло; 5, 6 — дезинтегрированные офиолиты раннего ордовика (?) — лланвирна: 5 — базальты карамурунской свиты, 6 — долериты, габбро, амфиболиты, плагиограниты полосчатого комплекса (а), блоки амфиболитов в серпентинитовом меланже (б); 7 — серпентинизированные гарибургиты, дуниты серпентинитового меланжа; 8 — позднепалеозойские гранитоиды; 9 — кайнозойские образования; 10 — тектонические покровы: складчатые среднедевонские и позднепалеозойские (а), до-складчатые раннепалеозойские пластины яшм (б); 11 — прочие разрывы: сдвиги (а), взбросы и чешуйчатые надвиги (б), взрососдвиги и сдвигонадвиги (в); 12 — элементы залегания слоев. Цифрами в кружках обозначены: 1 — урочище Базарбай, 2 — гора Дуана Карасы, 3 — урочище Пожарище, 4 — гряда Тектурмасы, 5 — Тортаульская ложбина, 6 — гора Карамурун. На структурной схеме цифрами обозначены тектонические покровы: 1 — Базарбайский, 2 — Сарытауский, 3 — Тектурмасский, 4 — аллохтон Успенского синклинория. А — Б — линии профиля а на рис. 3.

верхней пластинами породы катаклазированы, брекчированы и милонитизированы. Сланцеватость и развальцевание в серпентинитах подстилающей пластины редко бывают конформны контакту, но параллельны осевым поверхностям складок, в которые смят покров, и отвечают, вероятно, осевому кливажу. Толщина средней пластины составляет 700—800 м.

Верхняя пластина целиком сложена осадочными образованиями базарбайской свиты, которая согласно, без размыва надстраивается терригенной ермекской свитой нижнего силура, присутствующей уже в Нуринском синклинории. В основании пластины развиты небольшие, до

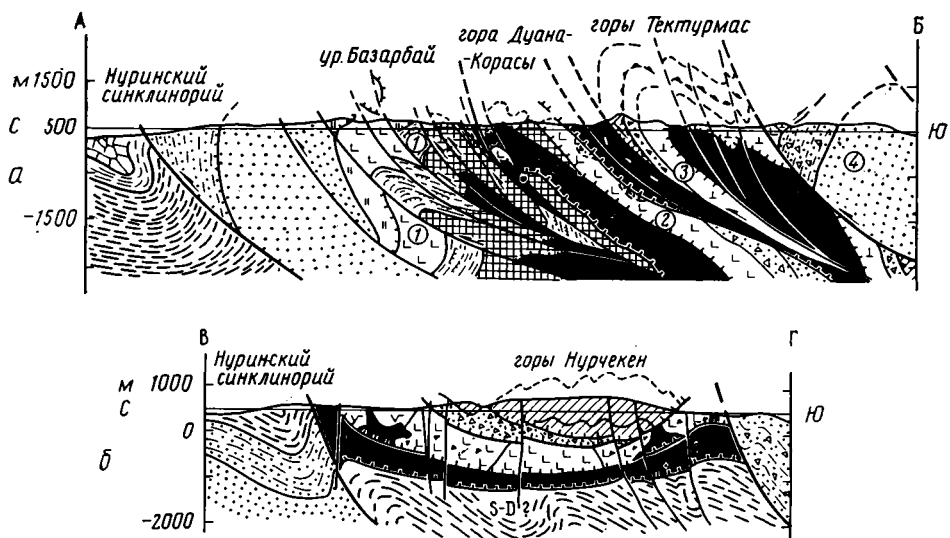


Рис. 3. Геологические разрезы Краснополянского (А—Б) и Нурчекенского (В—Г) сегментов ТОЗ. Положение разрезов и условные обозначения см. на рис. 2, 4

нескольких сотен метров в длину, складки волочения, которые быстро затухают вверх по разрезу и в отложениях силура уже не проявляются. Подошва пластины конформна границам вышележащих пачек, что указывает на доскладчатый характер послыльных срывов. Если мысленно «достроить» разрез силура, уничтоженный эрозией в пределах ТОЗ, в верхнее полупространство, то окажется, что мощность верхней пластины первоначально составляла не менее 7—8 км! Это указывает на то, что субгоризонтальные срывы возникали в основании ранее не деформированной колонны палеозойских образований, в которой офиолиты занимали самое низкое положение, а также на то, что в покровных деформациях должны были участвовать и среднепалеозойские отложения. Базарбайский покров в пределах ТОЗ слагает замок и подвернутое крыло антиформы, взброшенной по разлому на Нуринский синклиниорий. В лежащем крыле взброса находится смежная с антиформой синклиналь, сложенная силуром. Таким образом, нижние пластины Базарбайского покрова, изгибаясь в складки, погружаются под Нуринский синклиниорий, определяя аллохтонное залегание синклинория по крайней мере в южной части, примыкающей к ТОЗ. На северо-востоке Базарбайская антиформа срезана Карабосанским взбрососдвигом, по которому она взброшена на ядро Топарской синклинали, выполненное фаменско-турнейскими отложениями. Учитывая, что в пределах Нуринского синклинория развит почти непрерывный разрез от ордовика до карбона, амплитуда взбрососдвига, ограничивающего здесь ТОЗ, оценивается более чем в 10 км.

Сарытауский покров развит главным образом западнее, в горах Сарытау. В пределах рассматриваемого участка он обнажен в виде узкой полосы северо-восточного простирания протяженностью более 10 км при ширине 2,5—3 км в районе горы Дуана-Карасы. Сарытауский покров шарьирован на Базарбайский. На востоке, в районе урочища Пожарище, он исчезает с поверхности, погружаясь под надвинутый на него с юга Тектурмасский покров, а на западе, в горах Сарытау, он шарьирован на Нуринский синклиниорий, полностью перекрывая Базарбайский покров. В Сарытауском покрове выделяются три пластины.

Нижняя пластина, так же как и в Базарбайском покрове, сложена серпентинитовым меланжем мощностью не более 200—300 м. Серпентиниты насыщены глыбами амфиболитов, габбро, базальтов, обломочными породами олистострома сарытауской свиты. Глыбы достигают в длину нескольких десятков и даже первых сотен метров и располагаются конформно подошве и кровле пластины.

Средняя пластина представлена в основании фрагментами расслоенного габбрового комплекса (100—150 м), который в большинстве случаев разобщен на мелкие и крупные блоки, погруженные в серпентинитовую массу. Выше следует комплекс параллельных пластинчатых даек (150—200 м), также фрагментарно сохранившийся и надстраивающийся базальтами кузекской свиты, на которых в районе горы Дуана-Карасы залегает дистальный олистостром сарытауской свиты, являющийся, по мнению Н. А. Герасимовой, полным возрастным аналогом базарбайской свиты. Общая неполная мощность разреза в пластине составляет 1,5—2 км, но толщина самой пластины не превышает 500—700 м — внутреннее строение пластины не совсем конформно ее ограничениям.

Верхняя пластина на описываемом участке отсутствует (размыта). В горах Сарытау она сложена дистальным олистостромом сарытауской свиты, почти повсеместно сорванным с первоначально подстилавших его базальтов кузекской свиты, и сейчас подстилается меланжем. Так же как и в верхней пластине Базарбайского покрова, сарытауский олистостром в горах Сарытау постепенно надстраивается терригенной ермекской свитой нижнего силура. Сарытауский покров здесь надвинут на Нуринский синклиниорий и почти полностью перекрывает Базарбайский покров, фрагменты которого выступают лишь в тектонических окнах. Первоначальная толщина Сарытауского покрова с учетом размытого среднего палеозоя оценивается нами в несколько километров.

Тектурмасский покров надвинут на Сарытауский. В западном направлении, в районе гор Аркалык, он исчезает с поверхности, погружаясь под надвинутый на него с юга Успенский синклиниорий. Аналогично он выклинивается к востоку, южнее горы Кос-Донгал. Покров составляют две пластины.

Нижняя пластина сложена серпентинитовым меланжем, обнажающимся наиболее хорошо вдоль северного склона гряды Тектурмас. В серпентинитовую массу меланжа погружены удлиненные вдоль простиранья надвига блоки и пластины амфиболитов, габбро, базальтов и яшм, редко плагиогранитов и пироксенитов. Плутонические породы представляют собой разобщенные элементы расслоенного комплекса, дезинтегрированного в процессе шарьирования. Практически все серпентиниты развальцованы параллельно простиранью продольных разломов и положению осевых поверхностей складок, в которые смят покров, и отвечают осевому кливажу. Ультрабазиты многократно перемещены и перемешаны так, что не удается расшифровать их первичную структуру. Так же, как и в Базарбайском покрове, серпентиниты из нижней пластины протрудируют в верхние. Толщина нижней пластины составляет 500—700 м.

Верхняя пластина сложена субщелочными базальтами карамурунской свиты (аренига (?)) — лланвирна мощностью 500—800 м и перекрывающим их проксимальным олистостромом сарытауской свиты с запечатанной в нем пластиной яшм тектурмасской свиты среднего лландейло ордовика [4]. Мощность сарытауской свиты оценивается здесь в 400—500 м. Предполагается, что сарытауский олистостром также надстраивался отложениями силура, возможно, верхнего ордовика — силура. Тектурмасский покров смят в сложные, часто пережатые и рассеченные сдвигами и чешуйчатыми надвигами анти- и синформы.

К югу от урочища Пожарище глубина залегания нижней кромки изометричного гипербазитового массива оценивается по гравиметрическим данным в 4,5 км [5], что, по-видимому, соответствует подошве Тектурмасского покрова, ниже которой следует ожидать продолжение Сарытауского покрова.

С юга Тектурмасский покров и ТОЗ в целом срезаются Южно-Тектурмасским сдвигонадвигом, по которому Успенский синклиниорий надвинут на ТОЗ; частично вдоль границы структур развиты встречные надвиги раннепалеозойских образований на синклинориях, как это наблюдается в районе Тортаульской ложбины. Амплитуда их, однако, невелика. По геофизическим данным, разлом, ограничивающий ТОЗ с юга,

является листрическим [3, 6] — близ дневной поверхности его сместитель падает на юг под углом 70° , а на глубине выполаживается до 30° , обуславливая ступенчатое погружение нижнепалеозойских комплексов под Успенский синклиорий. Сдвиговая компонента этих разломов устанавливается по наличию многочисленных борозд и зеркал скольжения с субгоризонтальной ориентировкой в зоне разлома.

СТРУКТУРА НУРЧЕКЕНСКОГО СЕГМЕНТА

Нурчеченский сегмент ТОЗ отделен от Краснополянского наложенной Карабосанской мульдой, выполненной каменноугольными вулканиками. С востока он срезан левым Карасорским сдвигом, по которому восточное продолжение ТОЗ смещено на северо-восток на 20 км и называется там нами Сарыкульболдинским сегментом. По геофизическим данным, Нурчеченский сегмент имеет принципиальное отличие от Краснополянского. Здесь устанавливаются два пакета пластин — Энтакан-Сарыкульболдинский и собственно Нурчеченский, изогнутых в пологую синформу (рис. 4; см. рис. 3, б).

Энтакан-Сарыкульболдинский пакет состоит из двух пластин. Нижняя сложена серпентинизированными перидотитами с глыбами габброидов и габбро-амфиболитов, плагиогранитов и кварцитогнейсов, образующими меланж. Меланж обнажается в дайкообразных протрузиях среди базальтов кузекской свиты, слагающих верхнюю пластину, и вдоль их крайних северных выходов. Суммарная мощность этих пластин, сложенных сильномагнитными породами офиолитовой ассоциации, не превышает 1,5 км, согласно интерпретации данных магниторазведки, выполненной по нашей просьбе Ю. В. Юнаковской. Эти пластины покоятся на немагнитных породах, отождествляемых нами с терригенными породами силура — девона Нурина синклиория. Внутренняя структура пластины сложноскладчатая, резко дисконформная ее надвиговым ограничениям. Базальты слагают крылья синформы, а ее ядро сложено конгломератами, алевролитами и известняками нижнего фамена — турне, залегающими трансгрессивно с параллельным несогласием на вулканиках нижнего палеозоя. Ядро складки имеет мешковидную форму. Такое строение Энтаканской синклинали обусловлено ее интерференционным происхождением в связи с наложением деформаций двух этапов. В алевролитах фамена и турне проявлен отчетливый крутой кливаж, в базальтах кливажа практически нет. На контактах с серпентинитовыми протрузиями в базальтах отмечена крутая сланцеватость и деформационная линейно-плоскостная ориентировка раздавленных минералов. В самих серпентинитах сланцеватость и развальцевание также крутые и параллельны удлинению протрузий и надвиговым ограничениям нижней пластины. Следует отметить, что протрузии нигде не проникают в Нурчеченский пакет пластин, а перекрыты им.

Нижняя пластина *Нурчеченского пакета*, сложенная мономиктовыми кремнистыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и пеплестыми яшмами сарытауской свиты, обнажается в понижениях рельефа по краям и внутри гряды Нурчечен, в тектонических окнах из-под верхней пластины. Отдельные останцы нижней пластины «разбросаны» на расстоянии до 5 км от гряды, «залпечатывая» серпентинитовые протрузии и интерференционные складки Энтакан-Сарыкульболдинского пакета, и нигде не выходят за пределы ТОЗ.

Верхние пластины Нурчеченского пакета сложены силицитами тектурмасской свиты — возрастного аналога эффузивной кузекской свиты [1]¹. Таким образом, здесь тектонически совмещены две разновозрастные, но разнотипные формации, бывшие первоначально достаточно обособленными. Амплитуда шарьирования должна была составлять, по крайней мере, десятки километров.

В теле пакета, имеющего мощность не более 700—800 м, устанавливается несколько пластин близкого состава, надвинутых одна на другую.

¹ Кузекская свита в упомянутой статье названа нурчеченской толщей.

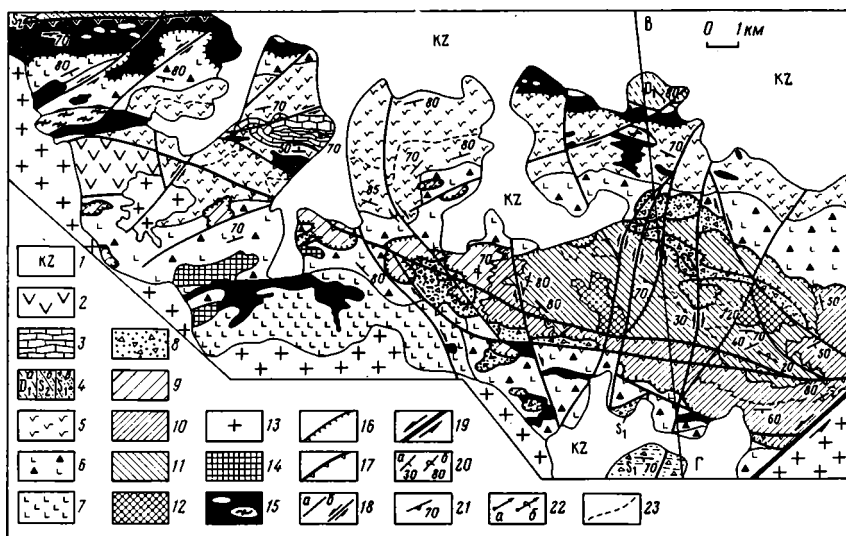


Рис. 4. Схема строения Нурчкенского сегмента ТОЗ

1 — кайнозойские образования; 2 — наземные вулканиты карбона; 3 — фаменско-турпейские известняки и алевролиты; 4 — терригенный нижний девон (а), верхний силур Нуринаского синклиория (б), терригенный с олистостромами нижний силур Успенского синклиория (в); 5—7 — кузекская свита лландейло, базальты с линзами и глыбами яшм и кремней; 5 — верхняя подсвита, 6 — средняя, 7 — нижняя подсвита; 8 — кремнисто-терригенная сарытауская свита карадока — нижнего силура; 9—12 — кремнисто-яшмовая тектурмасская свита лландейло, подсвиты: 9 — четвертая, 10 — третья, 11 — вторая, 12 — первая; 13 — позднепалеозойские гранитоиды; 14 — раннепалеозойские габброиды; 15 — серпентинитовый меланж с глыбами габброидов и амфиболитов; 16 — тектонические покровы; 17 — взбросы и сдвиговзбросы; 18 — сбросы (а), сдвиги (б); 19 — Карасорский сдвиг; 20 — залегание слоев: наклонное (а), перевернутое (б); 21 — кливаж и сланцеватость; 22 — погружение шарниров складок: прямых и наклонных (а), лежащих (б); 23 — простираение слоев. В — Г — линия профиля б на рис. 3

Структура пакета представляет собой интерференционную брахиантиклиналь ЗСЗ-го простираения; среди осложняющих ее мелких складок установлены разнотипные формы трех генераций. Наиболее ранними являются лежачие и ныряющие складки с субширотными и меридиональными шарнирами, образовавшиеся, вероятно, на самых ранних стадиях перемещения покрова. Лежачие складки изгибаются в прямые и наклонные складки СВ-го и СЗ-го простираений соответственно второго и третьего этапов деформации, синхронные складкам Энтакан-Сарыкульболдинского пакета. Описанная интерференционная структура срезается сместителем покрова, что свидетельствует о соскладчатых или после-складчатых перемещениях шарьяжа. Все складки в яшмах концентрические, с характерными полостями отслаивания в замках. Степень сжатости складок самая различная — от пологих открытых форм до изоклинальных. Отмечены послынные срывы. Скелеты радиоларий в яшмах практически не деформированы. Таким образом, основным механизмом складкообразования являлся механизм продольного изгиба и послынного скольжения.

СТРУКТУРА САРЫКУЛЬБОЛДИНСКОГО СЕГМЕНТА

В Сарыкульболдинском сегменте (горы Донгал, Бекшоки, Сарыкульболды) мы находим продолжение структур Нурчкенского сегмента, смещенных по Карасорскому сдвигу. Останцы тектонического покрова офиолитов залегают здесь непосредственно на нижнем девоне Нуринаского синклиория, слагая цепочку узких синформ, параллельных простираению Карасорского сдвига. По данным интерпретации гравитационных и магнитных данных (Константинович и др., 1968), нижняя кромка гипербазитов в районе горы Донгал находится на глубине 150—200 м, что не противоречит данным по Нурчкенскому сегменту.

Таким образом, по типу строения Краснополянский сегмент противопоставляется Нурчекенскому и Сарыкульболдинскому. Последние являются, по-видимому, бескорневыми покровами, выжатыми из сутуры Краснополянского сегмента, а затем смещенными по правым и левым сдвигам в юго-восточном и северо-восточном направлениях соответственно. Уже в районе гор Нурчекен структуры Нуринаского и Успенского синклинориев сходятся максимально близко (см. рис. 1), блок силура успешного типа взброшен или надвинут там на аллохтонные пакеты ТОЗ, а к востоку от этого участка широко развиты интрузии позднепалеозойских гранитоидов, которые внедрились в зону «смыкания» этих синклинориев.

*
* *

Детальное рассмотрение структуры ТОЗ приводит к выводу, что она формировалась длительно, в течение нескольких этапов деформаций и представляет собой полихронную покровно-складчато-разрывную зону, заложившуюся в обстановке горизонтального сжатия.

ТОЗ разграничивает разнофациальные зоны силура Нуринаского и Успенского синклинориев. Это разделение происходит за счет сближения фаций силура по шарьяжам, в результате чего и образовалась аллохтонная структура ТОЗ, приуроченная к основанию аллохтона Успенского синклинория. При этом было выведено на поверхность основание Нуринаского синклинория — Базарбайский покров в современной структуре.

В силурийском периоде раннепалеозойские комплексы были, по-видимому, почти целиком перекрыты осадками; возможно, существовали отдельные острова, служившие источниками сноса. Перекрыт нижний палеозой был и в раннем девоне [9], а предполагавшееся здесь для этого времени ярко выраженное геоантиклинальное поднятие [7, 8] могло отсутствовать. На это указывают положение границ фаций в силуре, поперечное к современной ориентировке ТОЗ [5, 11], и приуроченность максимумов мощностей в силурийских и девонских отложениях к районам современных выходов офиолитов. Несовпадение структурных планов внутри ТОЗ и обрамляющих синклинориев свидетельствует и об их переориентации и приспособлении к вариссийскому структурному плану при образовании офиолитовой сутуры в Тектурмасской зоне.

Устойчивым источником сноса толщи нижнего палеозоя начинают служить лишь с живетского века, на что указывает соответствующее распределение обломочного материала в живетско-франских отложениях Нуринаского синклинория (для Успенского синклинория таких данных нет). По-видимому, именно в это время начинается формирование покровов, приведшее к образованию ТОЗ. Движение масс в это время осуществлялось в северо-западном направлении (в современных координатах), так что вся периферийная часть Джунгаро-Балхашской области надвигалась на структуры каледонид северо-востока Центрального Казахстана.

Примечательно, что на первом этапе деформации слои в покровах и сами покровы не испытали какой-либо существенной складчатой деформации. Скольжение шарьяжей как относительно жестких тел облегчалось развитием серпентинитов, игравших роль смазки, хотя срывы отдельных пластин происходили и внутри самих покровов преимущественно по границам свит.

В фаменском и турнейском веках частично размытая зона покровов была относительно погружена, и на ней, как и в смежных прогибах, накапливались мелководные глинисто-карбонатные отложения. Тот факт, что эти отложения в ТОЗ залегают с параллельным несогласием на породах самого нижнего Энтакан-Сарыкульболдинского пакета пластин и участвуют в складках этого пакета, «запечатанных» самым верхним Нурчекенским пакетом, свидетельствует о том, что перемещение шарьяжей на первом этапе происходило в северном направлении и что в него последовательно вовлекались все более верхние и относительно более молодые покровы.

В середине визейского века, в саурскую фазу складчатости, в два этапа произошли дальнейшее продвижение покровов и их внутренняя разноплановая складчатая деформация, а также изгибание самих покровов в синформы и антиформы; возникли разрывы и трещины. Нуринский синклиний был пододвинут под ТОЗ, и она как бы «выплеснулась» на него. С юга на Тектурмас был надвинут Успенский синклиний. Сильное сдавливание серпентинитов на глубине привело к их выжиманию в виде протрузий, происходившему, по-видимому, неоднократно. Вполне вероятно, что на востоке ТОЗ ее верхняя часть отделилась от нижней и образовала аллохтон на границе сомкнувшихся синклиниев; возможно, так построен Нурчкенский и Сарыкульболдинский сегменты ТОЗ.

Деформации второго и третьего этапов, по мнению подробно изучавших их А. Ф. Читалина, обусловлены общим течением тектонических масс краевой части Джунгаро-Балхашской области сначала в северо-западном (в современных координатах), а затем в северо-северо-восточном направлении [12, 13].

Возникшие в ходе этих деформаций структуры быстро разрушались, и на их денудированной поверхности с конца визейского века до конца перми накапливались континентальные орогенные вулканиты и молассы и происходило внедрение гранитоидных интрузий. Тектурмасская зона в это время являлась магмоподводящей — об этом свидетельствует приуроченность к ней гранитоидов, выносящих крупные ксенолиты переработанных габброидов, сходных с габброидами ТОЗ (О. Е. Беляев и др., 1987 г.).

В конце перми — начале триаса ТОЗ, как и смежные с ней структуры, была расчленена сдвигами четвертого этапа деформации, возникшими в обстановке субмеридионального сжатия и широтного растяжения. В это время зона уже практически закончила свое развитие, потеряла структурную индивидуальность и деформировалась в одном стиле с Успенским и Нуринским синклиниями и другими крупными структурами внешней зоны варисцид Джунгаро-Балхашской области.

В заключение авторы считают своим долгом выразить благодарность Е. Е. Милановскому, Т. Н. Херасковой, Н. А. Герасимовой, А. В. Рязанцеву и К. Е. Дегтяреву за обсуждение данной работы и высказанные замечания, способствовавшие ее улучшению.

Список литературы

1. Барабощкин Е. Ю., Читалин А. Ф. Строение и условия образования Нурчкенской яшмово-базальтовой толщи Тектурмасского антиклинория // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1989. № 1. С. 34—45.
2. Бекжанов Г. Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Алма-Ата: Наука, 1984. 242 с.
3. Бекжанов Г. Р., Любецкий В. Н., Полевая Л. А. и др. Тектоническое строение Казахстана по геофизическим данным. Алма-Ата: Наука, 1975. 168 с.
4. Бесстрашнов В. М., Герасимова Н. А., Герман Л. Л. и др. Особенности строения нижнепалеозойских комплексов Тектурмасского и Майкаин-Кызылтасского районов // Тез. докл. XXI Всесоюз. тектонич. совещ. М.: ГИН АН СССР, 1988. С. 14—15.
5. Великовская Э. М., Биленко Е. А., Жаринов А. А. и др. Стратиграфия и условия образования силурийских отложений Нуринского синклиория и Шидертинской впадины // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 2. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XIX. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 3—18.
6. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 5. Алма-Ата: Наука, 1969. 168 с.
7. Зайцев Ю. А. Мантийные гипербазитовые валы — особый тип глубинных геосинклинальных структур в палеозойских эвгеосинклиналях Казахстана // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XIX. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 140—182.
8. Зайцев Ю. А., Бабичев Е. А., Борисенко В. И. и др. Структурно-фациальная зональность и палеотектонические обстановки накопления нижнепалеозойских эвгеосинклинальных комплексов Казахстана // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XIX. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 56—85.
9. Пославская И. А., Ушатинская Г. Т. Литология и условия накопления нижнего девона Нуринского синклиория // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 2.

Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XIX. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 58—69.

10. Суворов А. И. Новые данные о строении Тектурмасской зоны. Центральный Казахстан//Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 3. С. 677—680.
11. Четверикова Н. П., Ушатинская Г. Т. Стратиграфия силура и нижнего девона Нурина синклиория//Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нурина синклиория. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 9—60.
12. Читалин А. Ф. Позднепалеозойская структура восточной части Спасского антиклинория и его обрамления//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1983. № 4. С. 26—35.
13. Читалин А. Ф. Тектоника и история формирования палеозойской структуры Спасского антиклинория и его обрамления: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1985. 16 с.
14. Якубчук А. С., Степанец В. Г., Герман Л. Л. Пластинчатые дайки, субпараллельные раслоенности в офиолитах — свидетели спрединга//Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 5. С. 1193—1197.

Геологический факультет МГУ,
Москва, 117234

Поступила в редакцию
24.V.1988

УДК 551.24 : 551.71/72(47)

КОЛИЙ В. Д., СИВОРОНОВ А. А.

ПОПЕРЕЧНАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ

Рассмотрены новые данные о формационном строении зеленокаменно-го комплекса Среднего Приднепровья. Осуществлена типизация формационных рядов. Впервые для гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) установлено перекрестное взаимоотношение структурно-формационной зональности и зеленокаменных поясов. Ориентировка структурно-формационных зон в значительной степени предопределена предшествующим этапом эволюции ГЗО. На основе анализа закономерностей формационного строения зеленокаменного комплекса охарактеризованы особенности эволюции вулканизма.

Предпринятые в последние десятилетия активные исследования зеленокаменных поясов привели к накоплению обширных данных об их строении и происхождении, которые стимулировали постановку и попытки решения вопроса о геотектоническом статусе этих во многом своеобразных структурных элементов раннедокембрийской литосферы. Дискуссионность высказанных по этому поводу мнений определяется множеством разнообразных причин. В их числе — крайне неравномерная изученность ряда аспектов геологии этих структур и, в частности, практически полное отсутствие сведений о типах формационных рядов, закономерностях их строения, изменения и распространения на площади конкретных зеленокаменных поясов и гранит-зеленокаменных областей и др. Вместе с тем очевидно, что без выяснения особенностей формационного строения как составляющих основу представлений о характере и формах проявления структурно-формационной зональности и эволюции зеленокаменных поясов невозможно полноценное решение вопроса об их геотектонической природе, а также множества иных вопросов, имеющих непосредственное отношение к формационному анализу.

Настоящее сообщение посвящено рассмотрению новых данных о строении и происхождении формационных рядов и структурно-формационной зональности зеленокаменного комплекса Среднеприднепровского геоблока Украинского щита, являющегося типичным представителем гранит-зеленокаменных областей раннего докембрия.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В разрезе земной коры Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области ясно обособлены два структурных этажа двухъярусного строения. Нижний этаж сложен глубоко метаморфизованными и в разной степени диафорированными суперкрустальными и преобладающими ультраметаморфическими (плутоно-метаморфическими) формациями монофациальных гранулитового славгородского (нижний ярус) и амфиболитового аульского (верхний ярус) комплексов. Верхний этаж представлен относительно слабо зонально метаморфизованными образованиями конкско-верховцевской серии: вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями конкской свиты (нижний ярус) и осадочными формациями белозерской свиты (верхний ярус). Они выполняют частные структуры двух субмеридионально ориентированных зеленокаменных поясов — Базавлукского и Сурско-Белозерского (рис. 1, 2).

Взаимоотношение этажей характеризуется структурным несогласием [2, 8 и др.], отраженным в различии структурных планов: субширотной



Рис. 1. Схема расположения района работ

ориентировке реликтовых пликативных форм фундамента и субмеридиональном направлении осевых линий частных зеленокаменных структур и поясов.

Структурные несогласия между ярусами в нижнем и верхнем этажах менее выразительны. Представление о структурном несогласии между славгородским ярусом и аульским основано в большей мере на опосредованных построениях, чем на «прямых» данных. Элементы структурного несогласия между конкским и белозерским ярусами верхнего этажа проявлены более отчетливо. Они свидетельствуют о накоплении формаций белозерской свиты синхронно ранним фазам структурно-метаморфического преобразования более древней конкской свиты.

При анализе общих черт тектонического строения Среднего Приднепровья устанавливается взаимообусловленность морфологии крупных пликативных форм фундамента и зеленокаменного комплекса, связанная с ремобилизацией и структурной перестройкой фундамента в условиях конкско-белозерского тектонического цикла. К наиболее крупным тектоническим элементам области относятся структурно конформные гранито-гнейсовые и зеленокаменные пояса, представленные гранито-гнейсовыми куполами, валами и межкупольными зеленокаменными синклиналиями соответственно. Базавлукский и Сурско-Белозерский зеленокаменные пояса представляют собой разобщенные гранито-гнейсовым поясом линейно вытянутые и изогнутые в плане структурно целостные системы (цепочки) частных синклиналей, выполненных формациями конкско-верховцевской серии. Структурная целостность поясов подчеркивается совпадением прогибов их осевых линий с осевыми линиями частных синклиналей. Более того, вследствие отмеченной выше взаимообусловленности пликативных форм разных этажей осевые линии поясов трассируются текстурными элементами (сланцеватость, гнейсовидность, полосчатость) пород фундамента, что исключает произвольную группировку зеленокаменных структур в пояса. Гармоничность и единство тектонической структуры Среднего Приднепровья в значительной мере подчеркиваются субпараллельностью осевых линий зеленокаменных поясов. Их изгибы однотипны и в целом повторяют контур восточного крыла Криворожской структуры, которая меридионально простирается почти на всем протяжении западной границы характеризуемой области (см. рис. 2) ¹.

Таким образом, несмотря на очевидные признаки структурных несогласий, взаимообусловленность, гармоничность и единство наиболее крупных пликативных форм фундамента и зеленокаменного комплекса позволяют рассматривать складчатую структуру Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области в качестве целостного структурного парагенезиса.

¹ На рис. 2 изображена лишь южная часть Криворожской структуры.

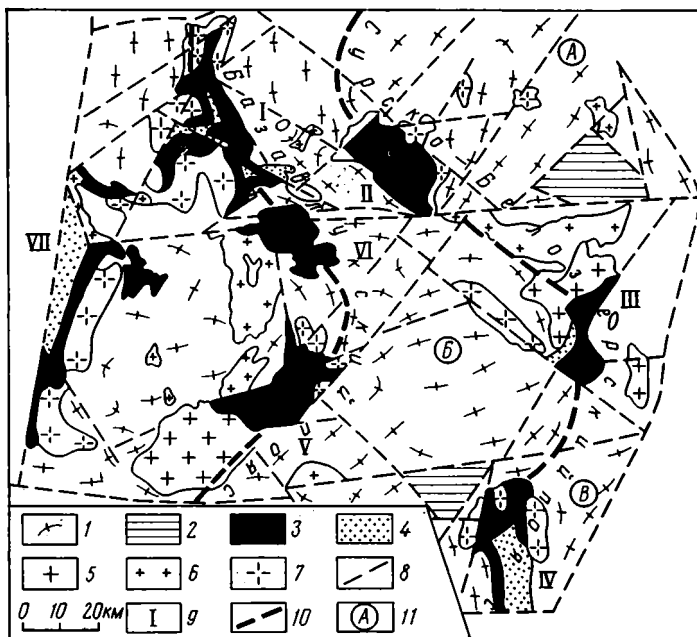


Рис. 2. Структурно-формационная схема Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области

1, 2 — фундамент: 1 — амфиболитовый аульский, 2 — гранулитовый славгородский комплексы; 3, 4 — зеленокаменный комплекс: формации: 3 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные конкской, 4 — осадочные белозерской свит; 5—7 — plutonic формации: 5 — гранитовая, 6 — аплит-пегматоидных гранитов, 7 — тоналит-плаггиогранитовая; 8 — разломы; 9 — частные зеленокаменные структуры: I — Верховцевская, II — Сурская, III — Конкская, IV — Белозерская, V — Чертомлыкская, VI — Софиевская, VII — Криворожская (южная часть); 10 — осевые линии зеленокаменных поясов; 11 — структурно-формационные зоны; А — Сурско-Верховцевская, Б — Конкско-Чертомлыкская, Б' — Белозерская

ТИПЫ ФОРМАЦИЙ И ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО КОМПЛЕКСА

Основную информацию о собственно зеленокаменном этапе эволюции характеризуемой области несет конкская свита — среднеприднепровский зеленокаменный комплекс. Его состав определяет ограниченный набор метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций: коматиит-толеитовая, дацит-андезит-толеитовая, джеспилит-толеитовая, риолит-дацитовая. Две первых формации присутствуют во всех зеленокаменных структурах, третья — в большинстве из них, последняя — лишь в некоторых (рис. 3). Повсеместное и мощное развитие коматиит-толеитовой и дацит-андезит-толеитовой формаций указывает на высокую вещественную однородность зеленокаменного комплекса. Структура комплекса менее устойчива и испытывает существенные вариации, что устанавливается при сопоставлении формационных рядов разных зеленокаменных структур (см. рис. 3).

Выделяются три типа формационных рядов: полициклический и моноциклический с гомодромной структурой циклов и моноциклический антидромно-гомодромный.

Полициклический (сурский) тип ряда с гомодромной структурой циклов свойствен Сурской и Верховцевской структурам (см. рис. 3). В строении его участвуют два гомодромных цикла формации².

Нижний наиболее мощно развитый цикл сложен коматиит-толеитовой и сменяющей ее по разрезу дацит-андезит-толеитовой формациями. Общей особенностью этих формаций является сложная полициклическая внутренняя структура с генеральной гомодромной тенденцией эволюции

² В Верховцевской структуре верхний цикл, вероятно, частично эродирован.

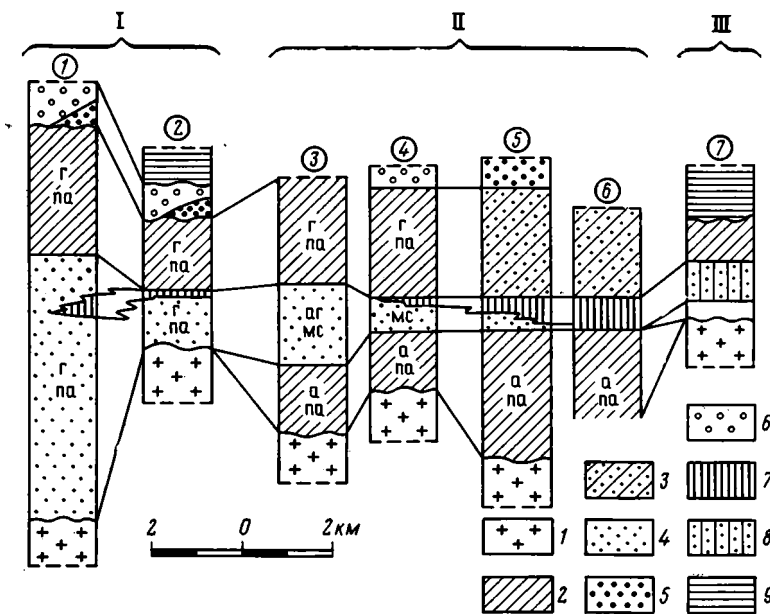


Рис. 3. Схема корреляции формационных рядов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья

1 — фундамент; 2—8 — формации зеленокаменного комплекса: 2 — дацит-андезит-толеитовая, 3 — сланцево-андезит-толеитовая, 4 — коматитит-толеитовая, 5 — коматититовая, 6 — риолит-дацитовая, 7 — джеспилит-толеитовая, 8 — джеспилит-толеитовая и коматитит-толеитовая нерасчлененные; 9 — алевросаммитовая формация осадочного комплекса. Индексы формаций: па — полициклическая асимметричная, мс — моноциклическая симметричная, а — антидромная, г — гомодромная, аг — антидромно-гомодромная. Цифры в кружках — зеленокаменные структуры: 1 — Сурская, 2 — Верховцевская, 3, 4 — Чертомлыкская, 5, 6 — Конкская, 7 — Белозерская. Римские цифры — структурно-формационные зоны: I — Сурско-Верховцевская, II — Конкско-Чертомлыкская, III — Белозерская

вулканизма [9], обуславливающей единство и целостность цикла. В отдельных разрезах в качестве акцессорного компонента появляется джеспилит-толеитовая формация, располагающаяся в коматитит-толеитовой, либо в пограничной зоне с дацит-андезит-толеитовой формацией (см. рис. 3).

Полный разрез верхнего цикла (см. рис. 3) состоит из коматититовой и образующейся вслед за ней риолит-дацитовой формации. В отличие от формаций нижнего цикла, коматититовая и риолит-дацитовая характеризуются относительно простой однородной внутренней структурой с иногда неясно обозначенной гомодромной схемой развития вулканизма. Образование формаций верхнего цикла (по крайней мере риолит-дацитовой) связано с ранними фазами складчатости зеленокаменных структур, в пользу чего свидетельствует слабо выраженное структурное несогласие с формациями нижнего цикла.

Смена нижнего цикла верхним осуществляется в условиях вырождения вулканической деятельности, отразившегося в понижении мощности и экстенсивности вулканических проявлений, упрощении внутренней структуры формаций и резком повышении контрастности формационного состава завершающего цикла. Гомодромный характер развития является общей особенностью эволюции конкретных формаций, циклов и формационных рядов сурского типа в целом.

Моноциклический антидромно-гомодромный (чертомлыкский) тип формационных рядов присущ зеленокаменным комплексам Чертомлыкской, Софиевской и Конкской структур. Специфика его строения состоит в симметричном расположении формаций: нижняя и верхняя части формационных рядов сложены сложно дифференцированными полициклическими формациями дацит-андезит-толеитового типа, средняя — коматитит-

толеитовой и (или) фациально сопряженной с ней джеспилит-толеитовой. Существенно, что в рядах чертомлыкского типа коматиит-толеитовые формации представлены симметрично-зональной антидромно-гомодромной разновидностью [9], в силу чего плоскость зеркальной симметрии этих формаций и рядов в целом совпадают (см. рис. 3). Иными словами, инверсия режима вулканизма, определяющая общую структуру рядов данного типа, осуществляется в ходе становления коматиит-толеитовой формации, являющейся их главным структурным элементом.

Плоскость симметрии делит формационные ряды (циклы) чертомлыкского типа на два полуцикла: нижний антидромный и верхний гомодромный. В большинстве случаев устанавливается закономерная связь между общей схемой эволюции дацит-андезит-толеитовых формаций и типом полуциклов, в строении которых они участвуют: формации антидромных полуциклов развиваются по антидромной схеме, а гомодромных — по гомодромной. Формации антидромного полуцикла относятся к последовательной дифференцированной разновидности дацит-андезит-толеитового типа, в формациях гомодромного полуцикла широко проявлены контрастные дацит-толеитовые парагенезисы и резко возрастает эксплозивный индекс, а в отдельных случаях (Конкская структура) и содержание первично-осадочных пород [9]. Таким образом, в целом, невзирая на общую симметрию, в структуре формационных рядов чертомлыкского типа отчетливо выражены элементы их необратимой эволюции.

Завершая характеристику рядов чертомлыкского типа, нелишне подчеркнуть, что отнесение их к моноциклическим в известной мере условно, поскольку в некоторых зеленокаменных структурах, судя по предварительным данным, устанавливаются ограниченно развитые формации второго цикла — риолит-дацитовая (Чертомлыкская структура) и коматиитовая (Конкская структура). Эти данные позволяют предположить возможность отнесения рядов чертомлыкского типа к полициклическим с симметричным нижним и асимметричным (видимо, редуцированным) верхним циклами формаций.

Моноциклический ряд гомодромного (белозерского) типа выделен в Белозерской структуре и вложен снизу вверх: коматиит-толеитовой, джеспилит-толеитовой, дацит-андезит-толеитовой формациями (см. рис. 3). Белозерский ряд изучен слабо. По набору формаций он подобен нижнему циклу рядов сурского типа, однако в отличие от него представлен формациями со слабо дифференцированной сравнительно простой внутренней структурой. Простота строения ряда и образующих его формаций, незначительная мощность последних являются его типоморфными признаками, свидетельствующими об относительной примитивности Белозерской зеленокаменной структуры.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ

Распределение зеленокаменных структур с различным типом формационных рядов в Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области закономерно и подчиняется зональной схеме. Структуры с рядами сурского типа локализуются в северной (Сурско-Верховцевской), чертомлыкского — в центральной (Конкско-Чертомлыкской), белозерского — в южной (Белозерской) структурно-формационных зонах (см. рис. 2). Структурно-формационные зоны обладают естественными границами — долгоживущими глубинными разломами субширотного простирания, обуславливающими блоковую природу зон.

Несмотря на значительную автономность эволюции структурно-формационных зон, отраженную в разнотипности свойственных им формационных рядов, общая картина зональности Среднеприднепровской ГЗО обнаруживает признаки упорядоченного строения. Центральная Конкско-Чертомлыкская зона, характеризующаяся симметричными антидромно-гомодромными рядами, играет роль своеобразной «плоскости» зеркальной симметрии, по обе стороны которой расположены сложенные асим-

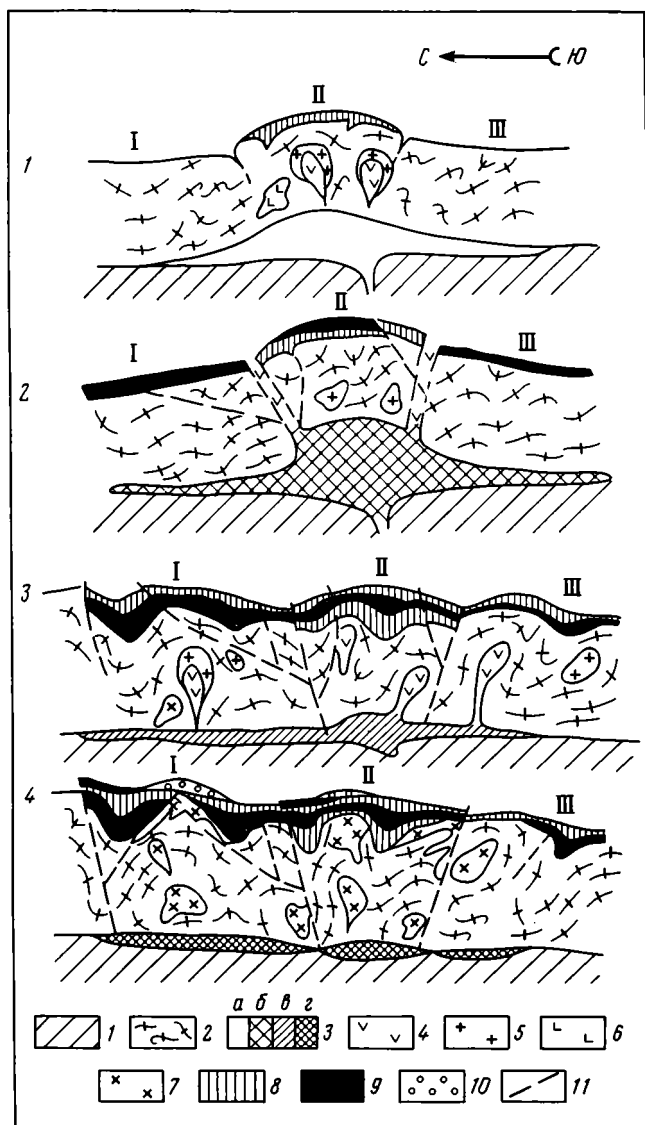


Рис. 4. Принципиальная схема развития Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (вне масштаба)

1 — сима; 2 — сналь; 3 — мантийный диапир эмбриональной (а), зрелой (б), истощения (в) и рестита (г) стадий; 4 — толеитовая магма; 5 — кислая магма; 6 — габбро; 7 — тела тоналит-плагиигранитовой формации; 8-9 — формации зеленокаменного комплекса: 8 — дацит-андезит-толеитовая; 9 — коматиит-толеитовая; 10 — риолит-дацитовая; 11 — разломы. Римские цифры — структурно-формационные зоны: I — Сурско-Верховцевская, II — Конкско-Чертомлыкская, III — Белозерская

метричными гомодромными рядами Сурско-Верховцевская (северная) и Белозерская (южная) зоны.

Это обстоятельство в совокупности с данными о приуроченности к Конкско-Чертомлыкской зоне симметричных формаций и формационных рядов, отсутствующих в смежных зонах, делает возможным рассматривать ее в качестве своеобразного «концентратора» элементов зеркальной симметрии геологических объектов разных иерархических уровней.

Специфика Конкско-Чертомлыкской зоны не менее выразительно проявлена и в особенностях эволюции вулканизма, общие черты которой отражает схема корреляции формационных рядов (см. рис. 3).

Принципиальное отличие этой зоны от смежных состоит в проявлении инициального вулканизма, характеризующегося полициклическим излиянием лав мантийно-корового происхождения — толеитов, андезитов и да-

цитов, плагиориодацитов. Отсутствие продуктов инициального вулканизма в зеленокаменных структурах Белозерской и Сурско-Верховцевской зон позволяет говорить об их более поздней, чем Конкско-Чертомлыкская, тектонической и магматической активизации. Вовлечение этих зон в область активной вулканической деятельности осуществляется лишь на стадии проявления мантийного вулканизма, обусловившего становление регионально распространённой коматиит-толеитовой формации (рис. 4, см. рис. 3). Именно с этого момента осуществляется синхронизация и установление в целом однотипной схемы эволюции магматизма во всех структурно-формационных зонах вплоть до его заключительных стадий, ознаменованных образованием коматиитовой и риолит-дацитовой формаций второго цикла. Завершение вулканизма в зеленокаменных структурах разных зон осуществляется разновременно. В Белозерской зоне оно отмечено становлением дацит-андезит-толеитовой формации, в Конкско-Чертомлыкской и Сурско-Верховцевской — риолит-дацитовая и (или) коматиитовой формации верхнего цикла (см. рис. 3). В целом же изменение мощности и частоты встречаемости формаций верхнего цикла в зеленокаменных структурах разных зон свидетельствуют о наличии тенденции к увеличению интенсивности вулканизма заключительных стадий с юга на север, т. е. от Белозерской к Сурско-Верховцевской зоне.

Примечательнейшей особенностью тектонического строения Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области является перекрестный характер взаимоотношений широтно ориентированных структурно-формационных зон и субмеридионально простирающихся зеленокаменных поясов (см. рис. 2). Этот феномен, имеющий важное значение для построения геодинамической модели, установлен впервые, в силу чего представление о его природе таит в себе больше загадочного, чем ясного. Очевидным кажется наиболее общий и по сути тривиальный вывод о решающем значении тектонического фактора. Но уже существенный для выяснения природы рассматриваемого явления вопрос о соотношении времени заложения структурно-формационных зон и оформлении зеленокаменных поясов лишен однозначного решения. Причина этого — отсутствие прямых данных о характере первичного распространения вулканогенных формаций зеленокаменного комплекса на площади гранит-зеленокаменной области. По этому поводу имеются разнообразные, но в равной степени гипотетические высказывания. Поэтому представляется более оправданным проанализировать хоть и ограниченный, но более конкретный материал. В этом отношении особого внимания заслуживает факт совпадения простираций реликтовых пликативных форм инфраструктуры (аульский комплекс) и структурно-формационных зон супраструктуры, позволяющий говорить о наследовании зональностью структурных направлений, свойственных завершающей складчатости аульского этапа развития. Попытка выяснения механизма наследования невозможна без представления о сущности процессов, присущих завершающим стадиям становления инфраструктуры, и причинах, обусловивших структурно-формационную зональность супраструктуры.

В связи с первым вопросом достаточно для предполагаемого уровня анализа отметить общепризнанное: завершающая становление аульского комплекса складчатость проявлялась совместно с глубоким ультраметаморфическим преобразованием суперкrustальных пород. Другими словами, завершающие стадии образования аульского комплекса связаны с процессами тектонотермальной природы.

При выяснении причины возникновения структурно-формационной зональности супраструктуры существенно иметь в виду по меньшей мере два обстоятельства. Во-первых, коматииты и толеиты, слагающие подавляющую часть объема зеленокаменного комплекса, являются продуктами мантийного происхождения, а основная масса вулканитов кислого состава — производными корового магматизма. Во-вторых, наиболее значительные различия структурно-формационных зон, запечатленные в составе и структуре формационных рядов зеленокаменного комплекса, проявляются уже на ранней стадии его развития, соответствующей времени об-

разования нижней дацит-андезит-толеитовой формации Конкско-Чертомлыкской зоны.

Исходя из этих посылок и приведенных выше данных о формационном строении зеленокаменного комплекса, можно построить с неизбежной долей условности принципиальную модель развития Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области для конкского этапа.

Высокая фемичность зеленокаменного комплекса и общий мантийный профиль магматизма лишают нас сомнений в том, что движущей силой эволюции являлся мантийный диапиризм, обусловивший взаимодействие мантии и коры. Рост мантийного диапира (или системы сближенных диапиров), имевшего, судя по распространению продуктов инициального вулканизма, форму широко ориентированного «вала», осуществлялся на начальной стадии в области Конкско-Чертомлыкской зоны (см. рис. 3) и привел к ее воздыманию (аркогенез) и активному вулканизму в ее пределах, проявившемуся в излияниях мантийной толеитовой и коровых андезитовой и дацитовой магм.

Несмотря на разную природу основной и среднекислой магм, образование дацит-андезит-толеитовой формации не может быть представлено как процесс автономного, независимого функционирования мантийных и коровых магматических очагов. Напротив, строго упорядоченный характер структуры формации [7] свидетельствует о взаимодействии и взаимообусловленности проявления магматических масс разной природы и позволяет принять в качестве наиболее реального механизма порционного отделения толеитовой магмы от мантийного диапира и ее продвижение к поверхности посредством возникновения промежуточных магматических камер в относительно консолидированной кислой коре. Наличие промежуточных камер, заполненных высокотемпературной толеитовой магмой, приводит к развитию локальных тепловых аномалий в кислой коре, а удаление первой порции этой магмы — к декомпрессии и локальному плавлению коры. Образование кислой магмы и ее смешение с остаточной порцией толеитовой (в тех случаях, когда таковая сохраняется) порождает магмы непрерывной по составу серии: от андезитобазальтов до андезитов. Следующая за удалением этой гибридной магмы декомпрессия дает начало существенно кислой магме. По-видимому, именно такой или подобный механизм развития промежуточной камеры объясняет наиболее существенную особенность структуры дацит-андезит-толеитовых формаций — гомодромную последовательность пород в элементарных парагенезисах (ритмах): толеиты → андезитобазальты и (или) андезиты → дациты и (или) плагиориодациты.

Возрастание энергоемкости (теплоемкости и массы) мантийного диапира и его прогрессирующее воздымание способствовало растрескиванию коры, ускорению и все более беспрепятственному (без промежуточных камер) проникновению толеитовых магм на дневную поверхность, что, естественно, ограничивало их взаимодействие с корой и как следствие — количество генерируемых в ней кислых магм. Это, по-видимому, и явилось причиной отмечавшейся выше общей антидромной направленности эволюции магматизма в ходе становления нижней дацит-андезит-толеитовой формации Конкско-Чертомлыкской зоны.

Активное разрастание и динамическое воздействие диапира на еще в целом жесткую кору привело к образованию (либо вскрытию законсервированных) широтных глубинных разломов — Девладовского и Южного, разместившихся на «плечах» диапира по типу трещин кливажа.

Формирование проникающих в тело диапира глубинных (и оперяющих) разломов обеспечило относительно свободное и интенсивное излияние коматитовых и толеитовых магм, образовавших коматит-толеитовую формацию. Начало ее накопления знаменует новую стадию (стадия зрелого диапира) развития гранит-зеленокаменной области, характерная особенность которой состоит в региональном распространении продуктов базит-ультрабазитового вулканизма.

Вынос огромного количества высокотемпературных магм привел к дефициту массы и энергетическому истощению диапира, провоцировав-

ших проседание Конкско-Чертомлыкского геоблока и частичную закупку главных магмоподводящих каналов — Девладовского и Южного разломов (см. рис. 4). Эти по сути своей инверсионные явления (смена прогрессивного развития диапира регрессивным, воздымания опусканием и т. д.), обусловившие симметрию структуры коматит-толеитовой формации и формационных рядов зеленокаменного комплекса Конкско-Чертомлыкской зоны, готовят условия для реализации третьей стадии эволюции гранит-зеленокаменной области.

Существенным параметром, предопределившим специфику следующей стадии вулканизма — образования верхней дацит-андезит-толеитовой формации, являлось термальное состояние коры, изменившееся под действием регионального теплового потока от первой к третьей стадии (и во время последней) однонаправленно — прогрессивно, в значительной степени независимо от эволюционных преобразований мантийного диапира. Вместе с тем закупка магмоподводящих каналов, способствовавшая лучшему термостатированию, безусловно, ускорила высокий региональный разогрев коры, который обеспечил образование очагов палингенного выплавления гранитной магмы. Естественно, что такие очаги развивались автономно, независимо от способа миграции мантийной толеитовой магмы. Автономность генерации и поступление на поверхность кислых расплавов, увеличивающееся вследствие прогрессирующего разогрева коры, резко сократили долю кислых магм, связанных с функционированием промежуточных камер. Это обусловило относительно низкую степень упорядоченности и общий гомодромный характер внутренней структуры образующейся в эту стадию верхней дацит-андезит-толеитовой формации и сравнительно широкую распространенность в ней контрастных толеит-дацитовых парагенезов. Оправданно предположить также, что высокий эксплозивный индекс формации — следствие слабой проницаемости магмоподводящих каналов, предопределившей преимущественно взрывной характер вулканических извержений.

Таким образом, высокое положение геоизотерм, все более и более ограниченное взаимодействие мантийного и корового вещества при все более уменьшающейся магмопродуцирующей роли мантии и возрастающей — коры составляют специфическую особенность эндогенного режима третьей стадии эволюции гранит-зеленокаменной области. Повышенные температура, пластичность, мобильность вещества и динамическая активность коры привели к глубокому структурному и ультраметаморфическому преобразованию инфраструктуры, складчатости и зональному метаморфизму супраструктуры. Эти процессы, хотя и в несколько ослабленном виде, продолжались и в заключительные стадии образования зеленокаменного комплекса, характеризуюсь скудными проявлениями ультрабазитового вулканизма (коматиитовая формация) и широким развитием сиалических формаций — комагматичных риолит-дацитовой и тоналит-плагиогранитовой, образующих единый вулканоплутонический комплекс [1] с резким преобладанием плутонической составляющей.

Исключительно однородный — ультрамафический состав коматиитовой формации и сиалический — вулканоплутонического комплекса, явно выраженная площадная разобшенность их выходов и количественные соотношения указывают на существенные особенности эндогенного режима заключительных стадий — отсутствие видимого взаимодействия симатических и сиалических масс, предельно слабую магмогенерирующую роль мантии и максимально высокую (относительно) — коры.

Возвращаясь на основе рассмотренного к анализу поставленного выше вопроса о наследовании формационной зональностью зеленокаменного комплекса элементов структуры фундамента, важно подчеркнуть, что возникновение зональности связано уже с ранней стадией эволюции гранит-зеленокаменной области, характеризующейся зарождением и активным ростом мантийного диапира под Конкско-Чертомлыкской зоной. Поэтому вопрос о природе унаследованности может быть значительно конкретизирован и сведен по сути к выяснению обстоятельств, обусловивших валлообразную форму, широтную ориентировку и зону

преимущественного роста (воздымания) мантийного диапира. Можно предположить, что благоприятные условия для зарождения, локализации и развития диапира были созданы горстообразным выступом мантии и расположенной над ним термальной антиклиналью, возникшими над Конкско-Чертомлыкской зоной на заключительных стадиях аульского тектонометаморфического цикла. Они играли роль своеобразной тектонотермальной ловушки, предопределившей форму, место и зону преимущественного роста мантийного диапира.

ВЫВОДЫ

1. Характерной особенностью зеленокаменного комплекса Среднеприднепровской ГЗО является однородность состава, выраженная относительно устойчивым во всех зеленокаменных поясах набором вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций. Неотъемлемыми (обязательными) элементами комплекса, слагающими большую часть его объема и распространенными во всех зеленокаменных структурах ГЗО, являются коматиит-толеитовые и дацит-андезит-толеитовые формации.

Структурные свойства комплекса консервативны значительно менее вещественных. Их разнообразие позволяет различать три типа формационных рядов, относящихся к двум крупным классам — гомодромному и антидромно-гомодромному.

2. Между структурой формационных рядов и обязательных формаций (коматиит-толеитовых и дацит-андезит-толеитовых) существует устойчивая закономерная взаимосвязь, проявляющаяся в следующем: общая тенденция изменения состава этих формаций определяется типом цикла (полуцикла) формаций, в состав которого они входят: формации с общей гомодромной тенденцией развития принадлежат гомодромным циклам (полуциклам), а с антидромной — антидромным; тип симметрии макроструктуры (текстуры) коматиит-толеитовых формаций совпадает с типом симметрии формационных рядов и циклов формаций, которым они принадлежат.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по строению коматиит-толеитовых формаций и формационных рядов зеленокаменных поясов района Курской магнитной аномалии, Карелии и Кольского полуострова [3—6 и др.] подтверждают (за редким исключением) эту закономерность и позволяют рассматривать коматиит-толеитовые формации не только как специфический типоморфный элемент вещественного состава зеленокаменных комплексов, но и как их главный структуроопределяющий компонент.

3. Впервые для среднеприднепровского зеленокаменного комплекса и зеленокаменных комплексов вообще установлено несовпадение простираний структурно-формационных зон и зеленокаменных поясов. Ориентировка структурно-формационных зон и особенности вулканизма на ранних стадиях развития зеленокаменного комплекса в существенной степени предопределены предшествующим (аульским) этапом эволюции Среднеприднепровской ГЗО.

Наличие поперечной структурно-формационной зольности значительно ограничивает возможность идентификации зеленокаменных поясов с типичными геосинклиналями и свидетельствует в пользу своеобразия их геотектонической природы.

4. Изложивший материал позволяет предположить, что первопричиной магматизма, обусловившего образование зеленокаменного комплекса, явились возникновение и разрастание мантийного диапира (системы диапиров), а движущей силой его эволюции — взаимодействие мантийных и коровых масс. Характер этого взаимодействия, предопределивший конкретные формы магматических проявлений (формаций), контролировался в существенной степени энергетическим состоянием мантии и коры, изменявшимся от начальных к конечным стадиям в направлении относительного уменьшения магмо- и термогенерирующей активности мантии и возрастания магмопроизводящей и динамической активности коры.

Список литературы

- 1 Бобров А. Б. Тоналиты Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области геологическое положение, формационная принадлежность, петрогенезис): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Львов: ЛОЛГУ, 1986. 27 с.
- 2 Лазько Е. М., Кириллюк В. П., Лысак А. М. и др. Геологические формации и проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита//Геол. журн. 1984. № 2. С. 103—112.
- 3 Митрофанов Ф. П., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы//Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 135—144.
- 4 Ножкин Л. Д., Крестин Е. М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА). М.: Наука, 1984. 126 с.
- 5 Рыбаков С. И., Светова А. И., Куликов В. С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
- 6 Свириденко Л. П., Светов А. П., Голубев А. И., Рыбаков С. И. и др. Эволюция докембрийского вулканизма. Л.: Наука, 1985. 253 с.
- 7 Сиворонов А. А., Қиктенко В. Ф., Колий В. Д., Смоголюк А. Г. Метаморфизованная дацит-андезит-толентовая формация Конкской зеленокаменной структуры (Украинский щит)//Геол. журн. 1986. № 1. С. 83—94.
- 8 Сиворонов А. А., Сирота М. Г., Бобров А. Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области//Геол. журн. 1983. № 6. С. 52—64.
- 9 Сиворонов А. А., Смоголюк А. Г., Колий В. Д., Сирота М. Г. Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии//Препринт № 84. Киев: ИГФМ АН УССР, 1984. 72 с.

Львовский государственный университет,
Львов, 290005

Поступила в редакцию
6.X.1987

УДК 551.8 : 551.734/.735(470.1)

В. С. ПАРАСЫНА, А. В. СОЛОМАТИН, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

**ПЕЧОРСКИЙ ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ
ГЛУБОКОВОДНЫЙ БАССЕЙН**

Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный бассейн резко асимметричен. Его осевая зона прижата к Уральскому складчатому сооружению. На запад через каскад карбонатных уступов он переходит в разновозрастный палеошельф. Образование бассейна связано с кратковременным допозднефранским опусканием. Печорский, Прикаспийский и другие глубоководные бассейны краевых и внутренних морей представляют единый генетический ряд тектонических структур земной коры, принципиально отличный от геосинклинальных бассейнов. Глубоководные палеобассейны представляют большой интерес для поисков месторождений нефти и газа.

Печорская впадина располагается между складчатыми сооружениями Урала и Тимана. На севере в пределах акватории Баренцева моря она сопряжена с Южно-Баренцевской впадиной. Фундамент Печорской впадины слагают докембрийские образования. Его поверхность местами погружена до 8—10 км, но чаще располагается на меньших глубинах [16].

В строении платформенного чехла выделяется несколько структурных комплексов. Первый (нижний) слагают доверхнефранские породы. Второй составляют верхнефранско-турнейские образования. Третий представлен визейско-триасовыми отложениями. И, наконец, к четвертому относятся юрско-кайнозойские отложения. Структурные комплексы слагают различные по генезису и возрасту тектонические элементы платформенного чехла Печорской впадины. По доверхнерифейским породам намечаются вытянутые с северо-запада на юго-восток зоны распространения их повышенных мощностей — авлакогены. В конце ранней перми над ними возникли системы линейных инверсионных валов: Печоро-Колвинская (западная) и Варандей-Адзьвинская (восточная). Юрско-кайнозойский комплекс распространен в виде сплошного слабдеформированного чехла.

Самостоятельным тектоническим элементом Печорской впадины является позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн (рис. 1). Выполняющий его комплекс пород не находит отражения в подстилающих доверхнедевонских породах и в покрывающих визейских и более молодых отложениях. Печорский глубоководный палеобассейн впервые был намечен по данным анализа буровых скважин М. М. Грачевским и его коллегами в конце 60-х годов [5]. Позднее эволюция его познания нашла отражение в ряде работ [2, 3, 6—12, 14, 15]. В настоящее время проведенный значительный объем сейсмических исследований МОГТ и глубокого бурения на территории Печорской впадины позволяет полнее раскрыть строение и развитие позднедевонско-раннекаменноугольного бассейна, его взаимоотношения с другими тектоническими элементами платформенного чехла и провести сравнительный тектонический анализ с прилежащими районами Урала и глубоководными бассейнами Восточно-Европейской платформы. Позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн играет важнейшую роль в распространении месторождений нефти и газа на территории Печорской впадины.

В западной части Печорской впадины верхнефранские отложения (до 300—500 м) сложены преимущественно светлоокрашенными известняками и тонкослоистыми сульфатно-доломитовыми породами. Глини-

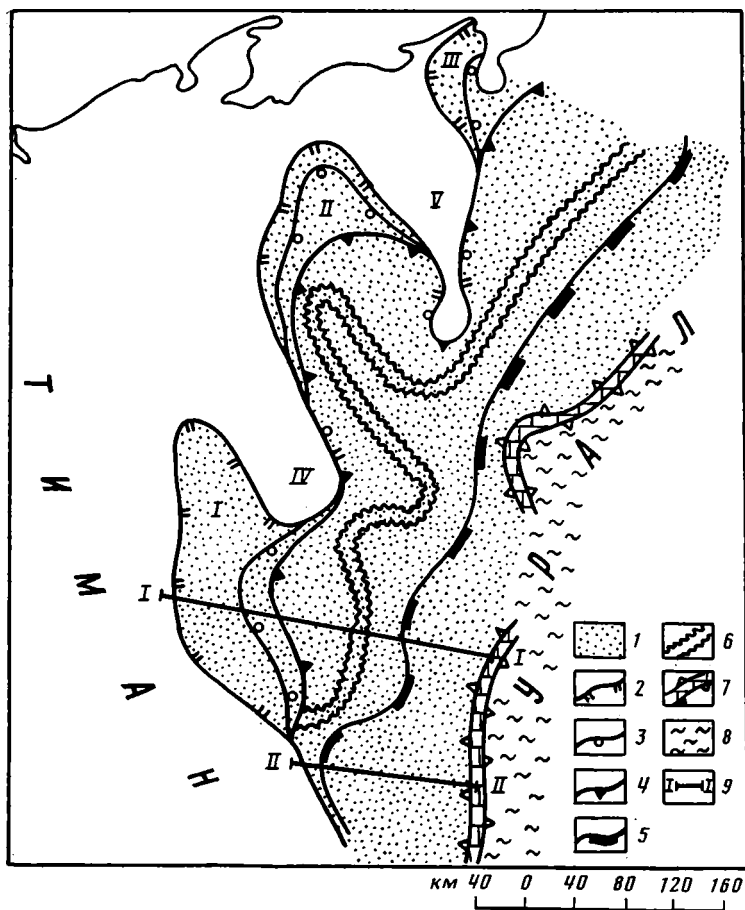


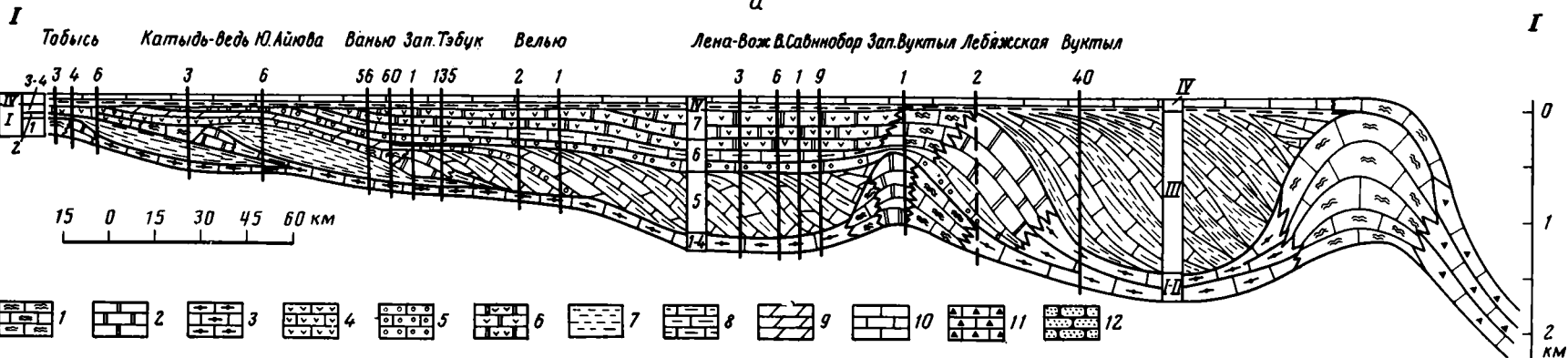
Рис. 1. Схема строения Печорского позднедевонско-раннекаменноугольного глубоководного бассейна

1 — Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный бассейн; 2—5 — карбонатные уступы: 2 — семилукско-бурегский, 3 — сирачойский, 4 — ухтинский, 5 — верхнефаменско-этреньский; 6 — верхнефранские органогенные постройки и рифы внутри Печорского бассейна; 7—8 — Уральский геосинклиальный бассейн: 7 — зона шельфа, 8 — зона относительного глубоководья; 9 — линии принципиальных геологических разрезов. Римскими цифрами обозначены структурные заливы: I — Усть-Ижемский, II — Денисовский, III — Морейюский; структурные носы: IV — Сэбысь-Кипиевский, V — Хорейверский

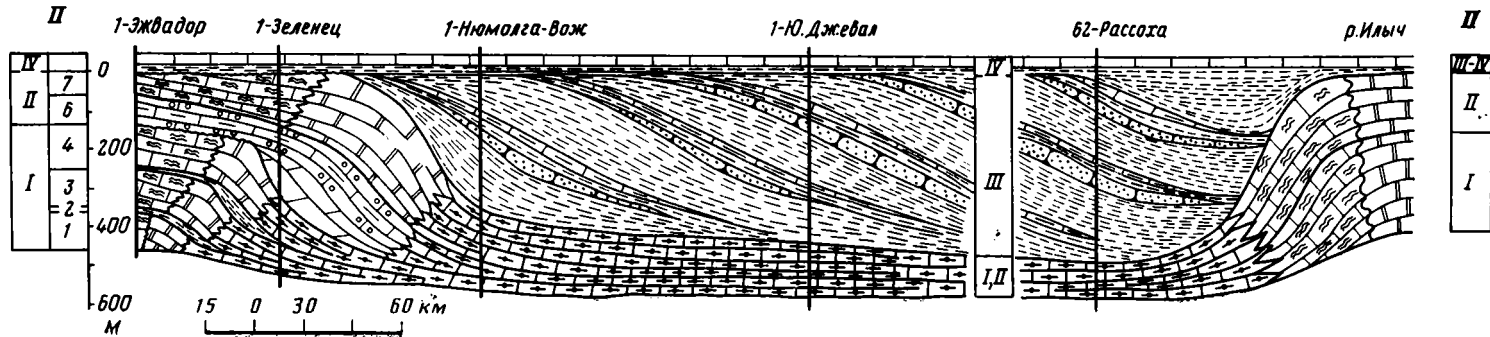
сто-мергелистые образования имеют резко подчиненное значение (первые десятки метров), слагая ветляскую и частично ухтинскую свиты. Фаменский ярус (до 300—500 м) представлен глинистыми известняками, мергелями и доломитами. Отложения турнейского яруса на западе Печорской впадины практически повсеместно отсутствуют. Довернефранские образования лишены глубоководных доманиковых фаций. Рассматриваемый комплекс пород перекрывается с угловым несогласием и признаками размыта отложениями визейского яруса.

Верхнефранско-фаменские образования запада Печорской впадины слагают карбонатный шельф. Для него характерна многофазовая сейсмическая запись. Прослеживаются опорные отражающие горизонты и промежуточные границы. Обычно на краю карбонатного шельфа появляются рифогенные фации, в которых существенную роль играют вторичные кавернозные доломиты с наклонным (более 10°) напластованием. Они образуют самостоятельные геологические тела повышенной мощности (от 200 до 700 м) — барьерные рифы. При приближении к ним прекращается прослеживание слабых отражающих границ. Барьерные рифы отличаются малоинтенсивными отражающими границами, хаотической волновой картиной и повышенными значениями Δt .

а



б



Барьерные рифы в свою очередь переходят к востоку в разновозрастные относительно маломощные (десятки метров) депрессионные отложения, представленные битуминозными глинистыми темно-серыми известняками с прослоями мергелей и глин, отличающиеся низкой электрической проводимостью (доманиковые фации). В сторону распространения доманиковых фаций они ограничиваются относительно крутым (до 15—30°) наклоном отражающих границ. Кровельный и подошвенный сейсмические горизонты сближаются местами и создают единую границу с образованием форм подошвенного прилегания. В сторону зоны шельфовых фаций барьерные рифы не имеют отчетливых ограничений. Сейсмические отражения за барьерными рифами вырисовывают карбонатные уступы.

За карбонатным уступом резко увеличиваются мощности (до многих десятков и первых сотен метров) глинисто-мергелистых пачек верхнефранско-фаменского разреза и появляется турнейская терригенная толща. Они погребают карбонатные уступы. Для них характерны наклонные отражения, создающие подошвенные прилегания (рис. 2).

Сейсморазведкой и бурением в Печорской впадине установлено четыре разновозрастных карбонатных уступа, к которым местами приурочены барьерные рифы: семилукско-бурегский, сирачойский, ухтинский (рис. 3) и верхнефаменско-этреньский (рис. 4). Установлено последовательное смещение более молодых уступов к востоку и юго-востоку. Три первых из них сближены и расстояние между ними обычно не выходит за пределы десятков километров. Верхнефаменско-этреньский уступ отодвинут к востоку на расстояние до 150—200 км и располагается под Предуральским краевым прогибом. Между ухтинским и верхнефаменско-этреньским карбонатными уступами протягивается, возможно, на всем протяжении Печорского глубоководного бассейна цепочка верхнефранских рифов — карбонатных атолов (рис. 5). Она в целом повторяет очертания Предуральского краевого прогиба, то удаляясь от него, то пересекая его границы. Их высота достигает 450—540 м при поперечнике до нескольких километров и наклонах крыльев до 20—30°.

По семилукско-бурегскому, сирачойскому и ухтинскому карбонатным уступам вырисовываются три крупных структурных залива (с юго-запада на северо-восток): Усть-Ижемский, Денисовский и Морейюский, выдвинутые далеко к северо-западу (см. рис. 1). Они разделены двумя структурными носами — Сэбысь-Кипиевским и Хорейверским, в пределах которых отмечается смещение карбонатных уступов в противоположном направлении, к юго-востоку. В структурных заливах карбонатные уступы отходят друг от друга на расстояние во многие десятки километров (см. рис. 2, I — II). В структурных носах они сближены, образуя практически единый карбонатный уступ (см. рис. 2, II — II). Два северных структурных залива совпадают с Варендей-Адзвинским и Печоро-Колвинским доверхнефранскими авлакогенами. Южный тяготеет к Ижма-Печорской моноклинали. Структурные носы приурочены к доверхнефранским палеоподнятиям, где докембрийский фундамент приближен или подстилает верхнефранские карбонатные породы, а доверхнефранский платформенный чехол утонен или отсутствует.

На востоке Печорской верхнедевонско-нижнекаменноугольный глубоководный бассейн на всем протяжении ограничен разновозрастным

Рис. 2. Принципиальные геологические разрезы Печорского верхнедевонско-нижнекаменноугольного глубоководного бассейна в зоне распространения аккумулятивных террас (а) и в зоне их отсутствия (б)

1 — водорослевые известняки; 2 — доломиты; 3 — битуминозные известняки; 4 — гипсы; 5 — обломочные известняки; 6 — ангидриты; 7 — глины; 8 — глинистые известняки; 9 — мергели; 10 — известняки; 11 — лемвинские фации; 12 — песчаники. Ярусы: I — франский, II — фаменский, III — турнейский, IV — визейский; свиты и горизонты: 1 — семилукско-Бурегский, 2 — ветласянская, 3 — сирачойская, 4 — ухтинская, 5 — задонский, 6 — елецкий, 7 — данково-лебядинский

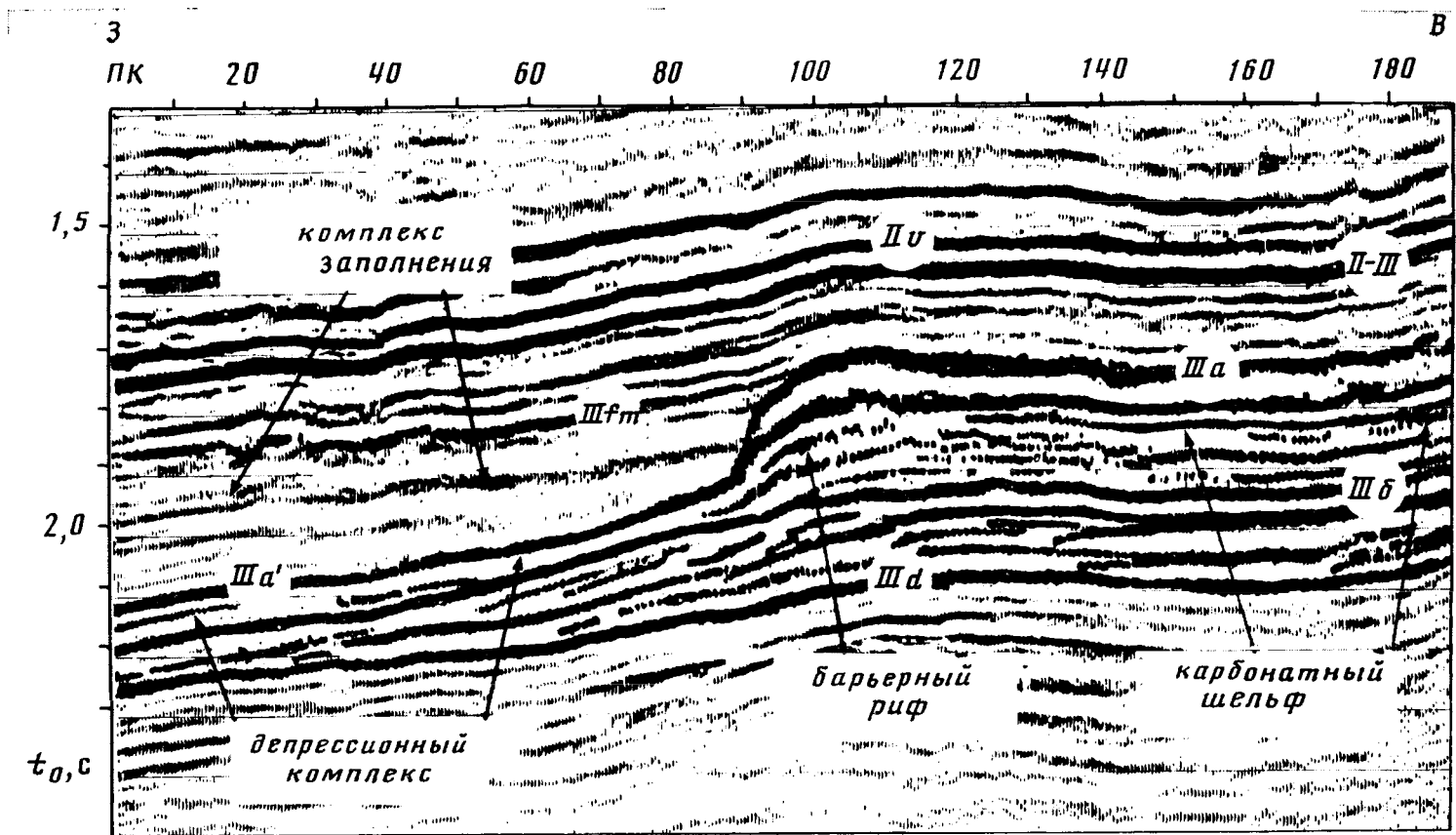


Рис. 3. Фрагмент временного разреза сейсмического профиля, демонстрирующий ухтинский карбонатный уступ и одноименный барьерный риф

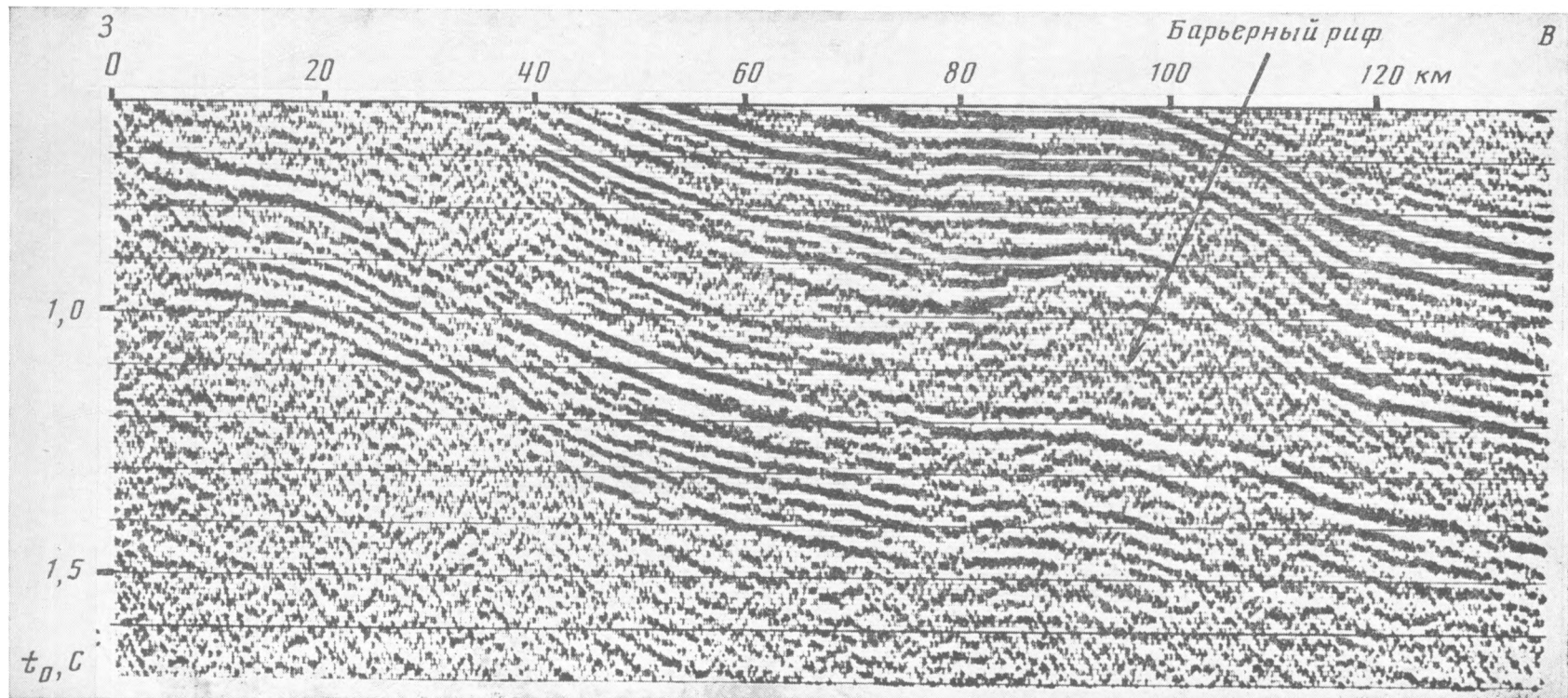


Рис. 4. Фрагмент временного разреза сейсмического профиля, демонстрирующего фаменско-этреньский карбонатный уступ и одноименный барьерный риф

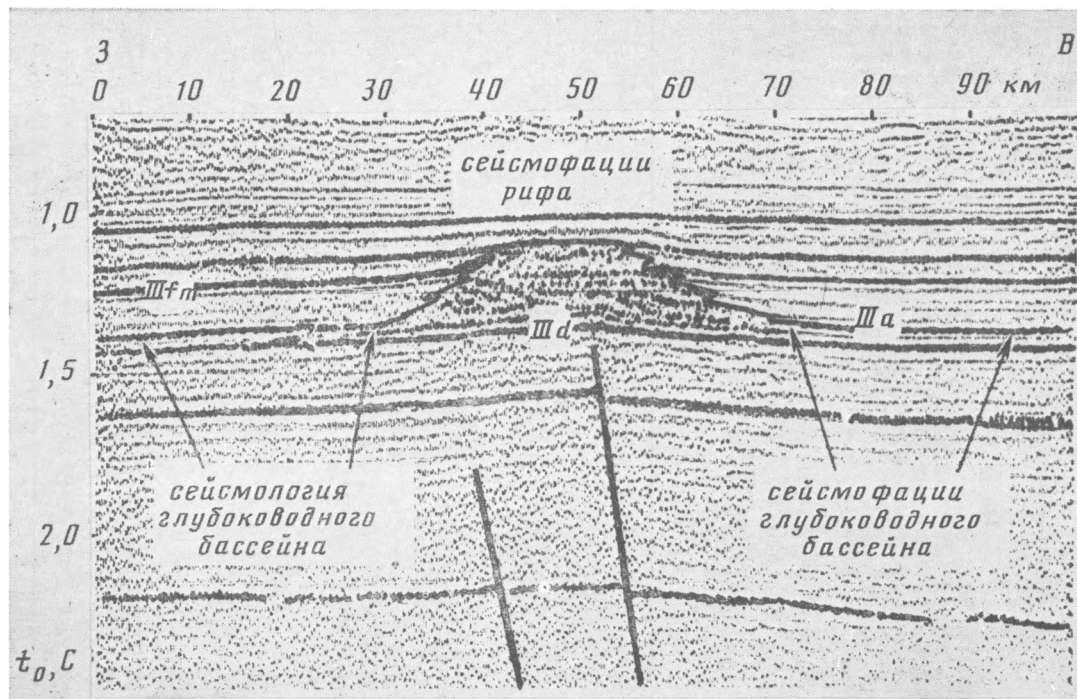


Рис. 5. Фрагмент временного разреза сейсмического профиля, демонстрирующего верхне-франскую рифогенную постройку внутри Печорского глубоководного палеобассейна

карбонатным палеошельфом внешней (Елецкой) зоны Уральского складчатого сооружения [13]. Морфология восточной бортовой зоны изучена недостаточно. По-видимому, она в поперечнике резко сжата и выражена в виде единого крутого карбонатного уступа, к которому местами приурочены барьерные рифы. На крайнем севере Печорский глубоководный палеобассейн испытывает центроклинальное замыкание и на акваторию Баренцева моря практически не заходит. На юге, в районе верховьев Печоры, он резко сужается и непосредственно переходит в Камско-Кинельскую систему одновозрастных узких извилистых глубоководных палеобассейнов. Его меридиональная протяженность достигает 700 км, а широтная — 200—250 км. Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный бассейн резко асимметричен. Наиболее глубокая его осевая зона прижата к Уральскому складчатому сооружению и погребена под позднепалеозойско-триасовыми молассами Предуралья Краевого прогиба. Отсюда дно бассейна через каскад карбонатных уступов воздымается к западу и северо-западу.

В строении Печорского позднедевонско-раннекаменноугольного глубоководного бассейна принимает участие относительно маломощный депрессионный комплекс, представленный доманиковой фацией. Его возрастной диапазон меняется от семилукско-бурегского горизонта верхнефранского подъяруса на крайней западной периферии до фаменского яруса в осевой зоне на востоке. Захороняется бассейн комплексами заполнения и бокового наращивания (аккумулятивные террасы). Комплексы заполнения сложены глинисто-мергелистыми образованиями ветласянской и нижней части ухтинской свит верхнефранского подъяруса, задонским и елецкими горизонтами фаменского яруса. Они последовательно выполняют отрицательный палеорельеф глубоководного бассейна за карбонатными уступами и в свою очередь по латерали резко утоняются и переходят в депрессионные доманиковые отложения. Их ширина измеряется десятками километров при максимальных размерах задонской аккумулятивной террасы свыше 100 км. Распространение последней ограничивает на востоке цепочка верхнефранских рифов. Осевую зону Печорского палеобассейна глубиной около 1700 м составляет турнейский терригенный комплекс заполнения и бокового наращивания. Комплекс бокового наращивания состоит из наклонных и сигмоидальных слоев, испытывающих подошвенное прилегание.

Печорский глубоководный бассейн возник за счет кратковременных доседиментационных опусканий, произошедших на рубеже среднего и позднего франа. Его глубина превышала 500 м. Конфигурацию бассейна во многом предопределил допозднефранский структурный план Печорской впадины. По авлакогенам волна погружения проникла далеко к северо-западу, как бы обтекая стабильные зоны (относительные поднятия). Возникновение глубоководного бассейна привело при карбонатной седиментации к образованию вдоль бровки его континентального склона барьерных рифов и карбонатных уступов. За ними накапливались относительно маломощные депрессионные доманиковые фации. При глинисто-мергелистой седиментации за бровкой шельфа происходило, наоборот, резкое разрастание мощностей стратиграфических подразделений, которые создавали аккумулятивные террасы. Они захороняли периферийные зоны глубоководного бассейна, превращая их в аккумулятивный шельф. За счет нехватки глинисто-мергелистых осадков аккумулятивные террасы вкрест простирались быстро выклинивались (от десятков до ста километров), и слагающие их отложения переходили в депрессионный доманиковый чехол бассейна. Нарощенные участки аккумулятивного шельфа давали возможность возобновиться карбонатному осадконакоплению, продвинувшись ему к востоку и приводили к возникновению нового более молодого карбонатного уступа. Районы шельфовых палеоподнятий препятствовали проникновению глинисто-мергелистого материала на склон бассейна, вследствие чего в сопряженных с ними участках аккумулятивные террасы не возникали. Наличие относительно при-

поднятых участков дна (скорее всего тектонического происхождения) внутри глубоководного бассейна способствовало развитию атоллов.

В елецкое время Печорский бассейн испытал значительно конседиментационное прогибание, компенсированное в области аккумулятивно-го шельфа накоплением глинистых и обломочных известняков (до 300 м). За бровкой шельфа они на сравнительно коротком расстоянии увеличивались в мощности до 500—600 м, а затем вновь сокращались и переходили в маломощные депрессионные фации. Карбонатное осадконакопление на шельфе в данково-лебедянское время привело к созданию наиболее молодого восточного барьерного рифа и карбонатного уступа в непосредственной близости от Урала. В турнейском веке узкая осевая зона Печорского бассейна была заполнена терригенными осадками бокового наращивания. С визейского века глубоководный Печорский бассейн прекратил свое существование. Он был захвачен предвизейскими вертикальными восходящими тектоническими движениями. Ранее накопившиеся отложения были подвергнуты, особенно по его западной периферии, значительному срезу (до десятков и первых сотен метров). Визейские и более молодые образования платформенного чехла несогласно перекрыли Печорский глубоководный бассейн, и в них он отражения не получил. В конце перми на него наложились линейные деформации.

Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн на востоке непосредственно соприкасался с одновозрастным Уральским геосинклинальным бассейном. В области сопряжения отчетливо наметились ее относительно узкая внешняя западная часть (карбонатный шельф) и более широкая и глубоководная восточная часть, отвечающие соответственно Елецкой и Лемвинской зонам. Уральский шельф в отличие от Печорского характеризовался более длительным развитием (с конца среднего девона до начала позднего карбона) и более значительными мощностями осадков (до 2000 м). В глубоководной части Уральского бассейна накапливались преимущественно известняково-глинисто-кремнистые сланцевые породы, существенно отличающиеся по составу от доманиковых фаций Печорского глубоководного бассейна. Их минимальная мощность в интервале верхний девон — нижний карбон оценивается в 500 м, а при приближении к карбонатному шельфу существенно увеличивается (парнокская градация колокольненской формации). Мощность же доманиковых фаций Печорского глубоководного бассейна не выходит за пределы первых десятков метров. Иное строение в Уральском бассейне имеют также подстилающие глубоководный комплекс доверхнедевонские и покрывающие его каменноугольные образования.

Непосредственное сопряжение верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений доманиковых фаций с Уральским бассейном и его карбонатная шельфовая оторочка свидетельствуют о том, что источники терригенного материала располагались или внутри Уральского бассейна или находились к востоку от него. Таким образом, Печорский и Уральский бассейны представляли самостоятельные тектонические элементы земной коры. Первый возник за счет кратковременного допозднефранского прогибания, а затем пассивно захоронялся глинисто-мергеллистыми и терригенными осадками за счет западных и северо-западных источников сноса. Уральский геосинклинальный бассейн в течение позднего девона — раннего карбона питался местными или восточными источниками сноса и отличался дифференцированным активным конседиментационным прогибанием. В позднем палеозое — триасе он превратился в складчатое сооружение.

Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн близок по своему строению, развитию и механизму образования к Прикаспийской впадине. Заложение последней также пришлось на допозднефранское время и связано с кратковременным опусканием [1]. Однако в ее развитии в отличие от Печорского бассейна имело место несколько импульсов кратковременного погружения. С ними связаны

карбонатные уступы, почти сплошным кольцом окаймлявшие глубоко-водную котловину. Наблюдается чаще их обратное смещение, т. е. отступление более молодых карбонатных уступов к периферии бассейна. Прикаспийский глубокоководный бассейн, как и Печорский, последовательно пассивно захоронялся комплексами заполнения и реже бокового наращивания. Наиболее молодыми из них являются соленосные толщи кунгура, полностью захоронившие глубокоководную Прикаспийскую котловину.

На территории Восточно-Европейской платформы между Печорским и Прикаспийским глубокоководными бассейнами в позднем девоне — начале раннего карбона существовала полоса узких извилистых глубоко-водных ложбин (Камско-Кинельская система). Их образование, вероятно, было обусловлено спецификой осадконакопления доманикового времени [4]. Нехватка осадочного материала приводила к созданию седиментационных понижений дна, которые впоследствии обрастали карбонатными уступами. В турнейском веке они, как и Печорский глубоко-водный бассейн, были сnivelированы заполнившими их терригенными осадками [4].

Печорский и Прикаспийский глубокоководные бассейны по строению, развитию и механизму образования аналогичны современным глубоко-водным бассейнам краевых и внутренних морей. Они представляют большой интерес в практическом отношении, так как с ними связаны крупные месторождения нефти и газа. Особенно возрастает их роль при карбонатном осадконакоплении, когда возникают различные типы резервуаров углеводородов.

Список литературы

1. Акишев Т. А., Волож Ю. А., Курманов С. К. и др. Строение докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамлений с позиций сейсмостратиграфического анализа//Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки): Тр. ГИН АН СССР. Вып. 338. М.: Наука, 1984. С. 88—111.
2. Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д., Соломатин А. В. Верхнедевонский карбонатный комплекс — новый перспективный объект в Тимано-Печорской нефтегазосной провинции//Геология нефти и газа. 1970. № 8. С. 10—14.
3. Вассерман Б. Я., Савинкин П. Т., Соломатин А. В. Перспективы нефтегазосности карбонатной части палеозоя Тимано-Печорской провинции//Геология нефти и газа. 1970. № 5. С. 16—21.
4. Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Матвиевская Н. Д., Мкртчян О. М., Шлезингер А. Е. Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы//Древние платформы и их нефтегазосность. М.: Наука, 1981. С. 28—41.
5. Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовской И. Т., Ульмишек Г. Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1969. 294 с.
6. Грачевский М. М., Кучерук Е. В., Скворцов И. А. Использование геофизических методов для поисков нефти и газа в ловушках неструктурного типа за рубежом. М.: Изд-во ВНИИОЭНГ, 1981. 42 с.
7. Грачевский М. М., Кучерук Е. В., Осадчий В. Г., Скворцов И. А. Новые возможности разведочной геофизики при поисках нефтегазосных рифов. Методы поисков и разведки погребенных рифов. М.: НИЛзарубежгеология, 1983. 152 с.
8. Грачевский М. М., Соломатин А. В. Потенциально нефтегазосные верхнедевонские барьерные рифы Тимано-Печорской провинции//Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 4. С. 875—878.
9. Груздев М. А., Персова Н. Я. К вопросу о нефтегазосности рифогенных образований верхнего девона Тимано-Печорской провинции (на примере Западно-Тэбукского месторождения)//Геология месторождений нефти и газа и нефтегазовая промышленность Коми АССР. Сыктывкар, 1976. С. 29—34.
10. Дубовский И. Г., Соломатин А. В. Перспективы нефтегазосности рифогенных отложений верхнего девона Большеземельской тундры//Нефтегазовая геология и геофизика. 1974. № 1. С. 12—15.
11. Матвиевская Н. Д., Бушуев А. С., Панцерно А. Ф. Поиски рифов в верхнедевонских отложениях Тимано-Печорской нефтегазосной провинции//Методика геофизических исследований в нефтегазосных районах. М.: Изд-во ВИНТИ, 1981. С. 135—142.
12. Парасына В. С., Соломатин А. В. Применение сейсморазведки при поисках рифовых ловушек в Тимано-Печорской провинции//Развед. геофизика. Обзор ВИЭМС. 1987. 54 с.
13. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

14. Ростовщиков В. Б., Бушуев А. С., Москалева Т. М. и др. Результаты поисков и подготовки к глубокому бурению рифогенных ловушек в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции//Развед. геофизика, Обзор ВИЭМС. 1984, С. 18—22.
15. Соломатин А. В., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д., Грачевский М. М. Верхнедевонские барьерные рифы Тимано-Печорской провинции и методы их поисков//Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. Л.: Недра, 1976. С. 140—149. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 194).
16. Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Печорской плиты. Л.: Наука, 1986. 217 с.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;
ПГО «Печорагеофизика», Ухта, 169400

Поступила в редакцию
5.VIII.1988

УДК 552.511 : 551.24 (571.66)

КОНСТАНТИНОВСКАЯ Е. А.

ЭКЗОТИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БРЕКЧИИ ПОЛУОСТРОВА ОЗЕРНОГО (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В южной части п-ова Озерного изучены экзотические осадочные брекчии офиолитокластового состава. Их формирование происходило в маастрихтское время на внешнем склоне вулканического поднятия (островной дуги), в основании которого в зоне интенсивных тектонических нарушений оказались вскрытыми скученные образования его меланократового фундамента. В образовании брекчий принимали участие как породы вулканического поднятия, так и фрагменты средне меловой океанической коры его основания. Накопление брекчий происходило в условиях неспокойного тектонического режима, контрастного рельефа дна, на уступах или в расщелинах, в результате обрушения коренных пород.

Восточные хребты Камчатки в совокупности представляют собой цепь тектонических поднятий, сложенных докайнозойскими образованиями. Исследованиями последних лет установлено, что эти поднятия характеризуются покровно-складчатым либо чешуйчато-надвиговым строением. Они сложены верхнемеловыми — нижнепалеогеновыми вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами, а также образованиями серпентинитовых меланжей и олистостром [5, 7, 8]. Формирование этих сооружений происходило многократно в конце мела — начале палеогена и связано с этапами тектонического скупивания на периферии Тихого океана. В конечном счете в этих структурах оказались совмещенными комплексы островных дуг, преддуговых, меж- и задуговых бассейнов и иногда фрагменты океанических образований [1, 5, 10].

Характер обстановок ранних этапов развития покровно-складчатых сооружений восточных хребтов устанавливается при изучении верхнемеловых — нижнепалеогеновых вещественных комплексов. Так, для хр. Кумроч, северной части Валагинского хребта и п-ова Озерного показано существование нескольких разнофациальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов, формирование которых в кампан-маастрихте — начале палеогена (?) было связано с обстановками островодужных поднятий и сопряженных с ними бассейнов [5, 6, 10]. Детальное выяснение условий образования этих комплексов представляет собой важную задачу, так как позволяет расшифровать ранние этапы тектонического развития Восточной Камчатки.

В данной статье, основанной на полевых материалах, собранных автором в 1986 г., рассматриваются экзотические для этого региона меловые осадочные брекчии, изучение которых позволяет более полно представить ранние этапы тектонического развития п-ова Озерного.

Покровная структура полуострова представляет собой перемятый пакет тектонических пластин, в котором нижним вскрытым структурным элементом является серпентинитовый меланж, а верхним — кампан-маастрихтские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Неавтохтонное в структуре являются среднеэоцен-миоценовые отложения [5]. Верхнесенонские образования аллохтона представлены базальтами, андезитами, реже — андезитоацитами, туфобрекчиями и туфоконгломератами, туфами основного и среднего состава, туфогенно-кремнистыми и туфогенно-терригенными породами, кремнями. Серпентинитовый меланж содержит блоки ультрабазитов, габброидов, основных и средних эффузивов, их туфов, кремней и яшм [5].

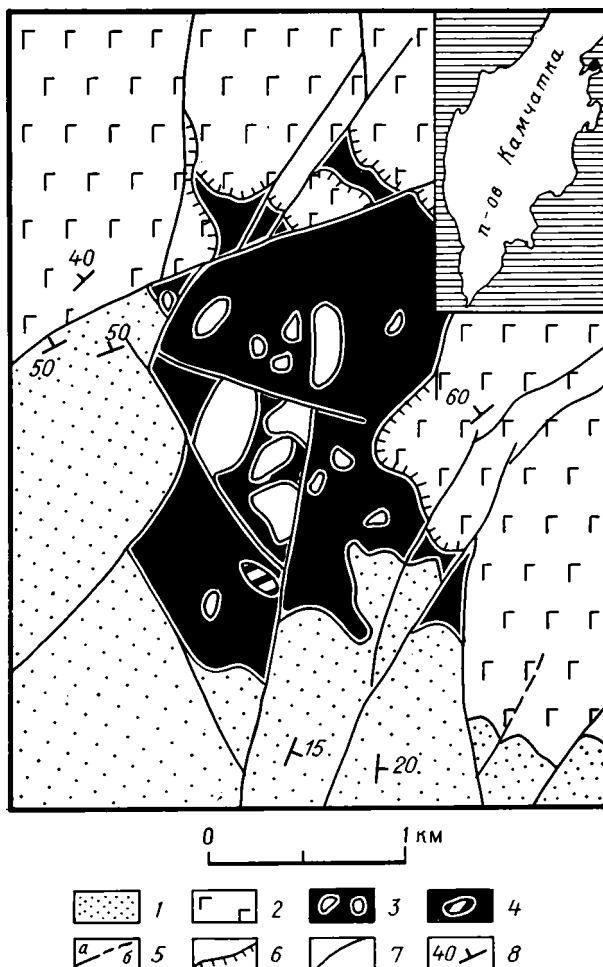


Рис. 1. Геологическая схема истоков р. 3-я Речка (п-ов Озерной)
 1 — палеогеновые терригенные отложения; 2 — верхнемеловые (кампан-маастрихтские) вулканогенные образования; 3 — серпентинитовый меланж с блоками вулканитов, габброидов, кремнистых пород; 4 — блок экзотических осадочных брекчий; 5 — разломы недифференцированные: а — установленные, б — предполагаемые; б — надвиги; 7 — стратиграфические границы; 8 — элементы залегания. На врезке — местоположение района исследований

Осадочные брекчии, впервые обнаруженные на п-ове Озерном в 1968—1969 гг. Б. И. Слядневым, в истоках р. 3-я Речка слагают блок (5×7 м) вытянутой формы среди образований серпентинитового меланжа (рис. 1). Брекчии серого, темно-серого и зеленовато-черного цвета по составу неоднородны. Они состоят из многочисленных угловатых и окатанных обломков самых разных пород размером от гравия до крупной гальки, сцементированных друг с другом незначительным количеством кремнисто-глинистой связующей массы (рис. 2).

В составе обломков брекчий обнаружены кремни и кремнистые породы, обрывки призматических слоев иноцерамов, клинопироксениты, габбро, габбро-диабазы и диабазы, плагиограниты, базальты, андезиты, дациты, кислые туфы, гиалокластикта основного и среднего состава, апомагматические кварц-альбит-эпидот-хлоритовые породы.

1. Кремни и кремнисто-глинистые породы черного, зеленовато-серого и светло-зеленого цвета, полупрозрачные и непрозрачные, содержат многочисленные остатки скелетных форм радиолярий. Кремни чистые, практически не содержат примеси терригенного или вулканического материала. Иногда в них встречаются тонкие (1—2 мм) иноцерамовые призм-

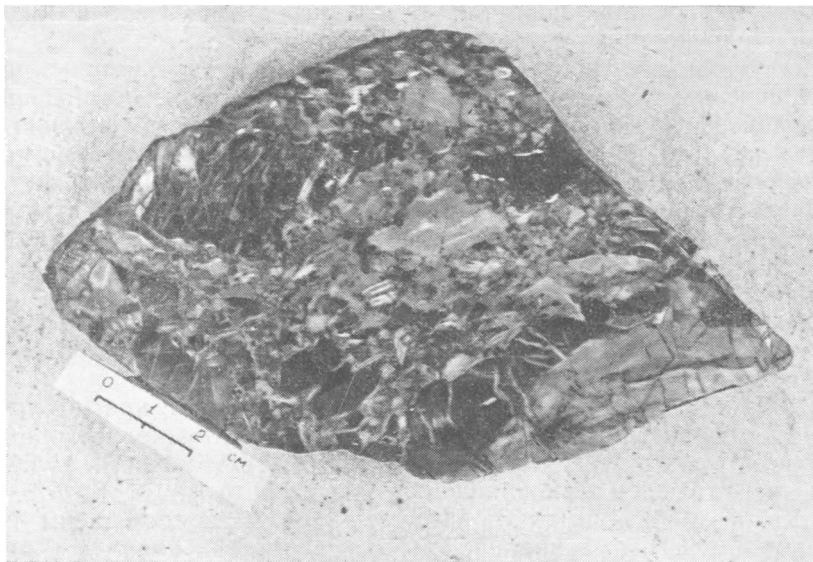


Рис. 2. Полимиктовая осадочная брекчия

матические слои. Кремни и кремнистые породы изменены: они пренитризованы, рассечены многочисленными прожилками кварца, трещиноваты, иногда частично или полностью перекристаллизованы. По степени их переработки можно заключить, что они еще до попадания в область накопления брекчий были литифицированы, передроблены и прокварцованы.

2. Обломки иноцерамовых призматических слоев, как правило, небольшого размера (до 1 см), окатанной и полуокатанной формы, зачастую раздроблены и рассеяны в связующей массе в виде мелких карбонатных зерен.

3. Клинопироксениты состоят почти целиком из клинопироксена (диаллага), образующего крупные субидiomорфные кристаллы (5—7 мм), между которыми встречается немного желто-бурого стекла и ксеноморфные выделения магнетита. Для пород характерно отсутствие вторичных изменений.

4. Габбро и габбро-диабазы состоят из клинопироксена (диопсид-авгита), основного плагиоклаза и магнетита. Встречаются габбро с мелкими ксеноморфными выделениями кварца (до 5%). Пироксен в породах хлоритизирован, плагиоклаз — соссюритизирован. Часто встречаются амфиболитизированные габбро с псевдоморфозами зеленой роговой обманки по пироксену.

5. Диабазы состоят из хаотически ориентированных лейст соссюритизированного плагиоклаза, между которыми заключены зерна частично или полностью амфиболитизированного пироксена, а также чешуйки хлорита и зерна магнетита. Эти породы изменены неравномерно. Среди них встречаются метадиабазы, состоящие из агрегата амфибола, соссюрита и серицита с реликтовой диабазовой структурой.

6. Плагиограниты — крупнозернистые породы, образованные пегматOIDными сростками зерен кварца и кислого плагиоклаза (альбита и альбит-олигоклаза). Иногда в них присутствует зеленая роговая обманка (до 20—25%). Из второстепенных и аксессуарных минералов встречаются магнетит, биотит, сфен, апатит.

7. Базальтовые и андезитовые порфириты состоят из вкрапленников диопсид-авгита и основного либо среднего плагиоклаза, погруженных в основную массу. Встречаются эффузивы с диабазовой, гиалопелитовой, пилотакситовой, микролитовой, витрофировой структурами базиса, в составе которого присутствуют микролиты плагиоклаза, амфибола, пироксена и черное непрозрачное пелитизированное стекло. Текстура пород

массивная или обильно-пористая. Большинство эффузивов в обломках брекчий изменено, в них развиты хлорит и соссюрит.

8. Дацитовые порфириды представлены микрогранобластовым кварц-полевошпатовым агрегатом с реликтами первичной витрофировой или микролитовой структуры. Витрофировая структура устанавливается по реликтам перлитовых трещин в породе, микролитовая — по присутствию в ней многочисленных микролитов плагиоклаза, образующих спутанно-волоконистый агрегат между участками микрогранобластовой структуры, либо беспорядочно рассеянных на фоне кварц-полевошпатового агрегата. Последний образовался, по-видимому, за счет перекристаллизации первично-стекловатой межмикролитовой массы. Зерна кварца и полевых шпатов в нем лапчатые, неправильной формы. В породах содержится также до 5—10% землистых выделений сфена, эпидота и хлорита, присутствует апатит.

9. Обломки стекол в брекчиях имеют желто-бурый, красно-коричневый или темно-серый цвет, содержат многочисленные мелкие продолговатые, рогульчатые и серповидные миндалины, встречаются фрагменты стекол с перлитовой и везикулярной структурами.

10. Кварц-альбит-эпидот-хлоритовые породы представлены гранобластовыми агрегатами кварца, альбита, эпидота и хлорита с разным содержанием этих минералов. В них встречаются порфиробласты эпидота и хлорита, образовавшиеся, по-видимому, по первичным вкраплениям эффузивов.

Описанный обломочный материал в осадочных брекчиях распределен хаотично, однако можно выделить брекчии с преимущественным содержанием кремнистых обломков. Размер обломков в осадочных брекчиях меняется от 1—2 мм до 20—30 см. Они не сортированы и имеют форму от угловатой, оскольчатой, сглаженно-угловатой до овальной и хорошо округленной. Форма и размер обломков не зависят от их состава.

В брекчиях преобладает цементация обломков по конформным и инкорпорационным границам. Кластика крепких пород (например, плагиогранитов) вдавлена в более мягкие (например, кремнисто-глинистые) обломки, деформируя и сминая их. Пространство между крупными обломками выполнено продуктами их разрушения. В шлифах хорошо видно, как, например, фрагмент иноцерамового слоя дробится в краевой части и вокруг него образуется ореол из карбонатных зерен. Вокруг кластики пироксенитов наблюдаются аналогичные шлейфы из зерен пироксенов.

Связующая масса в брекчиях — серого, серо-зеленого или черного цвета, имеет кремнисто-глинистый состав и содержит единичные скелетные формы радиолярий плохой и посредственной сохранности. Связующая масса распределена в породах крайне неравномерно, она пропитывает передробленный материал между крупными обломками, образует затеки в трещинках их краевых частей и выполняет самостоятельные поры. Содержание ее в брекчиях очень незначительно — до 10—15%.

Среди радиолярий, сохранившихся в связующей массе брекчий, по заключению Л. И. Казинцевой, в шлифах присутствуют формы: обр. 77/105 — *Thecosphaera* sp., *Pseudoaulophacus*? sp., *Amphipyndax* cf. *stocki* (Campbell et Clark), *Lithomitra* (?) sp.; обр. 77/109 — *Thecosphaera* sp., *Hallomma intracanthacea* Zhamoida, возраст которых устанавливается как средний — поздний маастрихт.

Кремни и кремнистые породы в обломках брекчий, по заключению Л. И. Казинцевой, содержат комплекс радиолярий, принципиально отличный от форм в связующей массе: среди них нет ни одной формы, характерной для триаса или позднего мела, и по облику они напоминают юрско-нижнемеловые формы. Сохранность материала не позволяет сделать более определенные выводы, а методика выделения объемных форм радиолярий в данном случае трудно применима. Тем не менее палеонтологическое заключение вполне согласуется с выводами о более древнем происхождении кремнистых обломков, чем кремнисто-глинистый цемент брекчий.

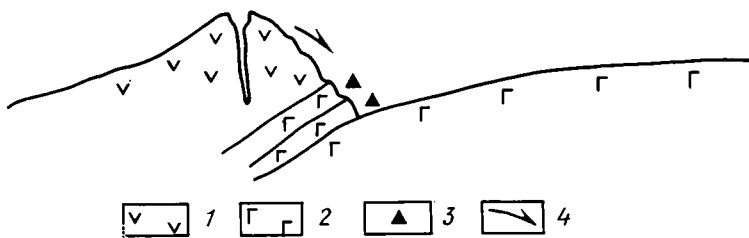


Рис. 3. Обстановки накопления осадочных брекчий в позднемеловое время
 1 — кампан-маастрихтские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 2 — комплексы среднемеловой океанической коры; 3 — экзотические осадочные брекчии маастрихтского возраста; 4 — подводные осыпи и обвалы

Описанные осадочные брекчии являются для п-ова Озерного и Восточной Камчатки экзотическими, так как они встречаются только в серпентинитовом меланже. Именно поэтому обстановки их образования восстанавливаются достаточно условно и в тесной связи с историей формирования покровной структуры полуострова.

Предполагается, что в кампан-маастрихтское время в океаническом бассейне существовала протяженная вулканическая зона (островная дуга), где происходило формирование вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Основанием этой зоны, по-видимому, являлись скачущие образования среднемеловой океанической коры, которые в современной структуре слагают блоки в серпентинитовом меланже. Среди последних известны и апт-альбские, и апт-туронские кремнистые породы, являющиеся, возможно, остатками чехла этой коры.

Состав, строение и структурное положение осадочных брекчий позволяют предположить, что формирование этих пород могло быть связано как с разрушением меланократового основания вулканических построек, так и с поступлением эффузивного обломочного материала с их склонов. По-видимому, брекчии формировались в подножии вулканических поднятий внешнего склона дуги, в зоне тектонических нарушений, где в глубоких расщелинах либо в цоколе уступов оказались вскрытыми счешуенные образования океанической коры (рис. 3). Привнос обломочного материала брекчий происходил лавинообразно, в результате подводных обвалов или осыпей. Вследствие этого в них наблюдается неравномерная окатанность обломков, отсутствие их сортировки и сильная передробленность, а также малое количество цемента. Извержения лав и туфов на вулканических поднятиях в кампан-маастрихтское время способствовали формированию обвально-осыпных крупноглыбовых туфо-конгломератов в их подножии, в составе которых также обнаружены единичные обломки плагиогранитов и амфиболизированных габбро, аналогичных обломкам в осадочных брекчиях.

Подобные брекчии известны как в древних складчатых сооружениях, так и в структурах современных океанов [4, 9]. Они описаны и на склонах островодужных систем, например Марианской дуги, где они имеют несколько различный офиолитокластовый состав в зависимости от степени обнаженности фундамента [4]. Можно предположить, что образования, близкие по составу и строению осадочным брекчиям, могут формироваться и быть обнаруженными на склонах современных вулканических дуг с дифференцированным либо бимодальным характером вулканизма. В западной части Тихого океана известны подобные кайнозойские энзиматические островные дуги, в строении которых принимают участие габбро-плагиогранитные комплексы и бимодальные (базальт-дацитовые, базальт-риолитовые) серии вулканитов, например дуги Фиджи, Тонга — Кермадек [2, 3].

Таким образом, можно сделать следующие выводы. Описанные осадочные брекчии характеризуют ранние этапы тектонического развития п-ова Озерного. Формирование их происходило в конце мела, в мааст-

рчхтское время на внешнем склоне вулканического поднятия (островной дуги), в основании которого в зоне интенсивных тектонических нарушений оказались вскрытыми скученные образования его меланократового фундамента. В образовании брекчий участвовали как породы вулканического поднятия, так и фрагменты среднемеловой океанической коры его основания. К последним можно отнести входящие в состав брекчий клинопироксениты, габброиды, диабазы, плагиограниты, кремни и кремнистые породы допозднемелового (юрско-раннемелового?) возраста. Накопление брекчий происходило в условиях неспокойного тектонического режима, контрастного рельефа дна, на уступах или в расщелинах в результате обрушения коренных пород. Изучение рассмотренных брекчий способствует более полному пониманию ранних этапов тектонического развития Восточной Камчатки.

В заключение автор выражает глубокую благодарность И. В. Хворовой, консультировавшей автора при петрографическом изучении брекчий, и Л. И. Казинцевой, давшей заключение о возрасте брекчий и их кремнистых обломков.

Список литературы

1. Брагин Н. Ю., Зинкевич В. П., Ляшенко О. В. и др. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки//Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21—34.
2. Брайан У. Б. Низкокальциевые дациты островной дуги Тонга — Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Наука, 1983. С. 418—432.
3. Гилл Дж. Б., Сторк А. Л. Миоценовые низкокальциевые дациты и трондьемиты островов Фиджи//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Наука, 1983. С. 456—470.
4. Григорьев В. Н. Седиментация эдафогенного материала//Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 24—37.
5. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян Р., Брагина Л. Г. Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка)//Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87—102.
6. Константиновская Е. А. Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка)//Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 140—161.
7. Пущаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана//Геотектоника. 1983. № 6. С. 30—45.
8. Разницын Ю. Н., Цуканов Н. В., Шербаков С. А. Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 1. С. 180—184.
9. Хворова И. В. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования//Литология и полез. ископаемые. 1974. № 2. С. 36—48.
10. Цуканов Н. В., Зинкевич В. П. Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка)//Геотектоника. 1987. № 6. С. 63—77.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
27.IX.1988

УДК 551.35 : 550.834(268)

ШИПИЛОВ Э. В., СЕНИН Б. В., ЮНОВ А. Ю.

**ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ И ФУНДАМЕНТ ЧУКОТСКОГО МОРЯ
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Рассмотрены результаты сейсмических исследований МОВ ОГТ в Чукотском море. Описано строение осадочного чехла, состоящего из шести сейсмокомплексов, датируемых верхним триасом (?), нижним мелом (?), нижним — верхним мелом (?), верхним мелом (?), палеогеном и неогеном — голоценом. С привлечением ранее проведенных советских и американских сейсмических исследований составлена новая схема рельефа поверхности фундамента южной части моря. На основании изложенного сделан вывод о грабен-рифтовой природе региона, отражающей сложные взаимодействия, с одной стороны, Евразийского и Американского континентов, с другой — Северного Ледовитого и Тихого океанов.

ВВЕДЕНИЕ

Чукотское море — один из наименее изученных сейсмическими методами районов азиатской континентальной окраины. Результаты первых советских сейсмических работ (рис. 1, врезка, пр. II, III), выполненных здесь более десяти лет назад [3], дополненные данными американских исследований подобного рода в восточной части акватории (см. рис. 1, врезка, пр. IV), анализ геофизических полей и материалов геологических съемок на островах и прилегающей суше позволили в общих чертах охарактеризовать структуру осадочного чехла и распределение его мощности [5]. Был выделен ряд тектонических элементов, в том числе Южно-Чукотский межгорный прогиб северо-западного простирания на позднекимерийском складчатом основании. В составе последнего установлены впадины и разделяющие их валы субширотного простирания. Максимальная мощность отложений прогиба, представленных, по мнению исследователей [5], орогенными комплексами от альба — сеномана до неогена и плейстоцена, оценивалась в 3,5 км.

В последнее время работами объединения «Союзморгео» получена новая сейсмическая информация о структуре западной части Чукотского моря (см. рис. 1, врезка, пр. I). Эти данные, вместе с полученными ранее, позволяют существенно уточнить и дополнить представления о строении осадочного чехла и фундамента южной части моря (см. рис. 1) и в связи с этим по-новому подойти к объяснению тектонической природы бассейна и основных черт его развития, а также его позиции в узле сложного взаимодействия континентальных и океанических структур, каким является Чукотско-Беринговоморский регион.

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

По материалам сейсмического морского профиля I МОВ ОГТ в разрезе осадочного чехла выделяются шесть сейсмических комплексов (А, Б, В, Г, Д и Е) (рис. 2), разделенных протяженными интенсивными отражающими горизонтами, играющими роль опорных и интерпретируемыми как поверхности региональных несогласий. На основе изучения разрезов прилегающей суши [1, 2] с учетом стратификации, приведенной в работах [3, 5, 7], для сейсмического разреза профиля I принята условная схема, согласно которой сейсмокомплексам снизу вверх соответствуют: Е — верхний триас (?), Д — нижний мел (?), Г — нижний — верхний мел (альб — сеноман?), В — верхний мел (3), Б — палеоген, А — неоген — голоцен.

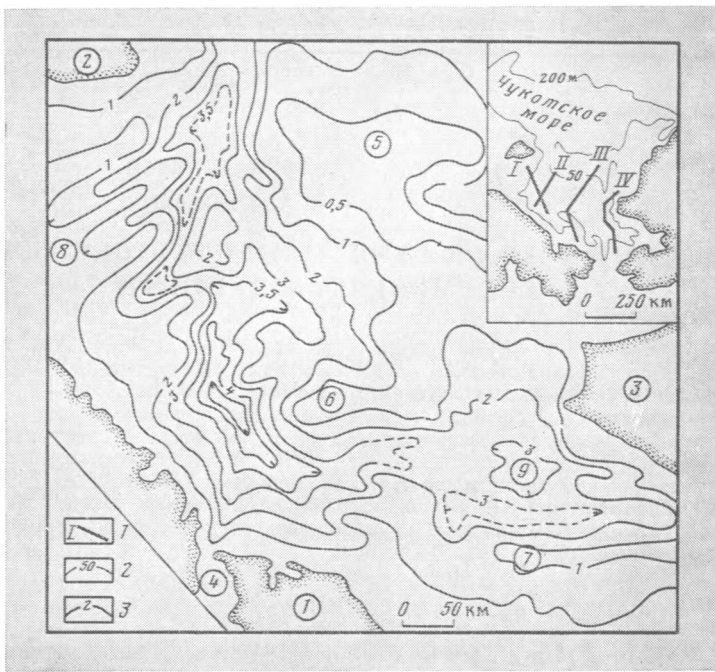


Рис. 1. Схема гипсометрии рельефа поверхности акустического фундамента Чукотского моря

На врезке: 1 — положение сейсмических профилей (1 — ВМНПО «Союзморгео»; II, III — НПО «Севморгео» [3]; IV — американского [7]); 2 — изобаты, м. На рисунке: 3 — изогипсы поверхности акустического фундамента, км. Цифры в кружках: 1 — Чукотский полуостров; 3 — о-в Врангеля; 3 — Аляска; 4 — Колючинская губа; поднятия: 5 — Геральда, 6 — Онман, 7 — Коцебу, 8 — Лонга; 9 — впадина Хоуп

В первом приближении выделенные сейсмокомплексы можно условно сгруппировать в два структурных этажа. Нижнему, относительно дислоцированному, отвечают комплексы Е, Д, Г, В, местами низы комплекса Б. Верхнему, субгоризонтально залегающему, соответствуют сейсмокомплексы Б и А, местами частично В. Характерной чертой строения осадочного чехла вдоль разреза является устойчивое общее погружение слагающих комплексов на юго-восток, к побережью Чукотки с возрастанием фиксируемой мощности осадков до 4,5 км в сторону Колючинской губы при одновременном сужении стратиграфического диапазона за счет выклинивания нижних частей разреза. При этом максимальные мощности нижнего этажа наблюдаются вблизи Врангелевского поднятия, в то время как мощности верхнего этажа максимально развиты у побережья Чукотки. Это свидетельствует о существенной перестройке тектонического плана и изменения наклона поверхности аккумуляции вдоль линии профиля I в эпоху формирования комплексов В и Б, т. е. согласно принятой схеме стратификации в позднем мелу — палеогене, что в целом согласуется с фазой значительных перестроек структуры на суше в пределах исследуемого региона.

По характеру дислокаций осадочного чехла, распространенности его комплексов вдоль линии разреза, морфологическим особенностям поверхности акустического фундамента на рассматриваемом профиле с северо-запада на юго-восток можно выделить три тектонические зоны (см. рис. 2; 1, 2, 3). Зона 1 характеризуется наибольшей деформированностью чехла, отражающей контрастные блоковые дислокации фундамента. Обращает на себя внимание два участка увеличенной мощности нижнего этажа чехла, сложенного здесь сейсмокомплексами Е, Д, Г и В. Эти «раздувы» приурочены к односторонним грабеновидным блокам погружающимся на юго-восток ступеней фундамента, а деформации, захватившие все входящие в состав нижнего этажа комплексы (Е, Д, Г,

отчасти В), по-видимому, постседиментационны, если судить по отношению складок к элементам рельефа поверхности фундамента. Признаки срезания замков складок подошвами сейсмокомплексов Б и А указывают на то, что эти складки продолжают развиваться и в эпоху накопления указанных комплексов.

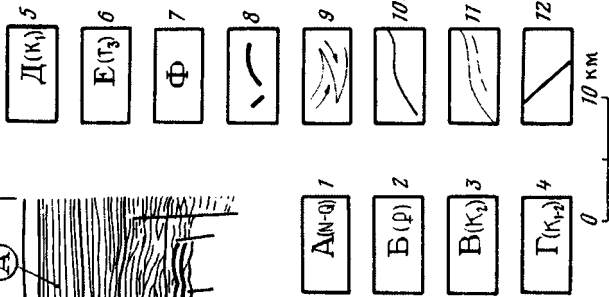
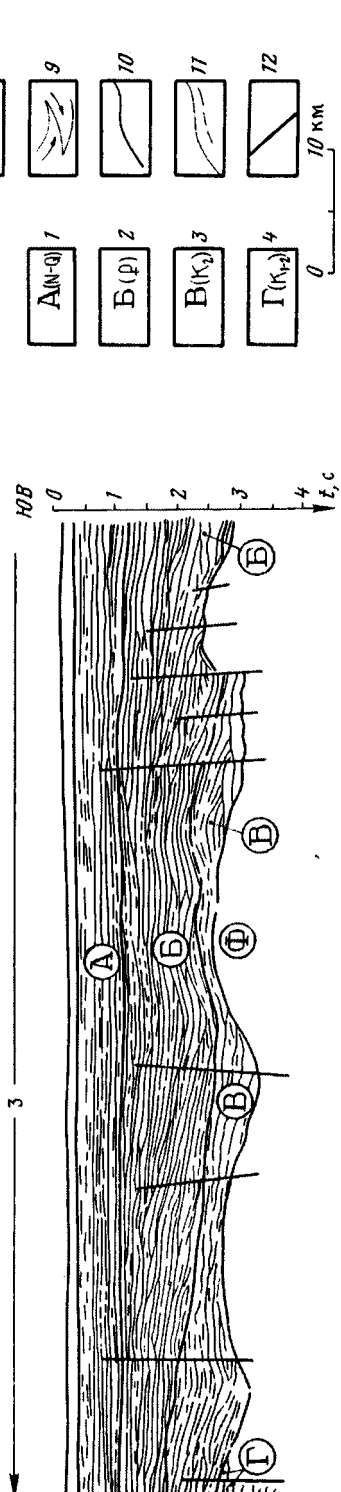
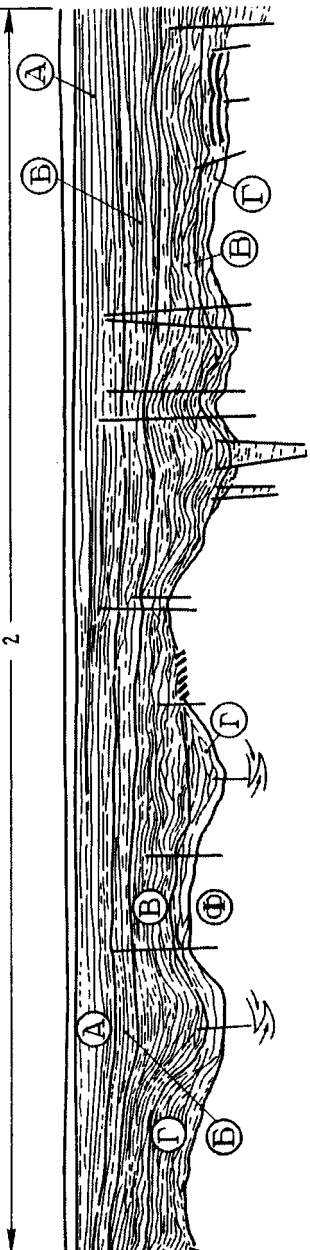
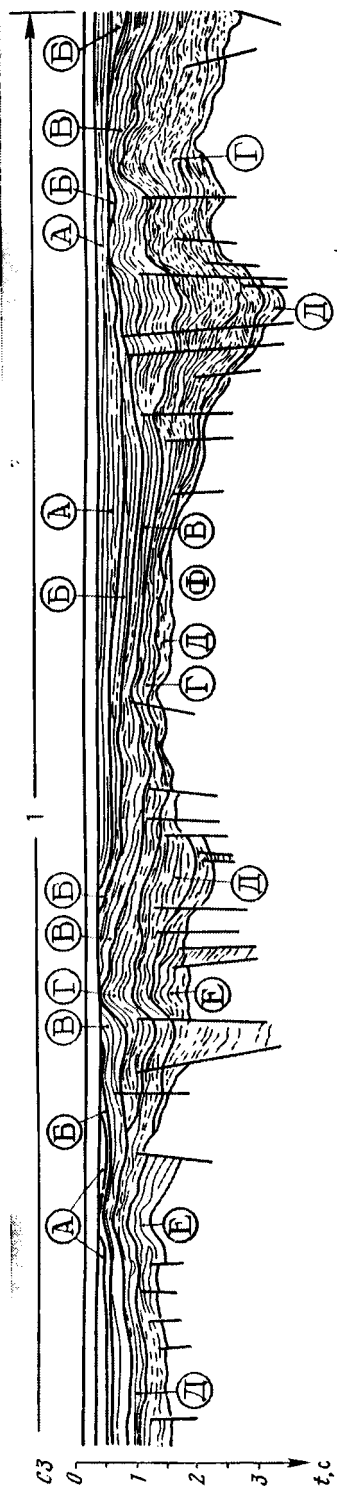
Наиболее древний комплекс Е, с несогласием перекрывающий субстрат, развит ограниченно и прерывисто, заполняя полуграбены, грабены и щелевидные грабены, в которых подошва осадочного чехла достоверно не устанавливается. В крайней северо-западной части профиля комплекс Е залегает полого и в основном облекает неоднородности фундамента. Исходя из положения этого комплекса в разрезе, характера волновой картины, особенностей распространения и характера деформаций есть основания отнести его по возрасту к верхнетриасовой толще, получившей распространение на юге о-ва Врангеля [1] в виде наложенных шельфовых образований мощностью 1—1,2 км, принадлежавших к карнийскому и норийскому ярусам верхнего триаса. Эти отложения слабо дислоцированы и лишь вблизи разрывных нарушений смыты в мелкие складки. Залегают они на различных горизонтах складчатой и глубоко размытой нижнекаменноугольной толщи. Обнаруживается определенное сходство в стиле складчатых дислокаций на о-ве Врангеля, с северной вергентностью его субширотных складок, и тектонической зоны 1.

По мере погружения фундамента на юго-восток общая напряженность дислокаций угасает, снижается их амплитуда. В этом же направлении убывает глубина эрозионного среза в замках пологих антиклиналей в осадочном чехле. На о-ве Врангеля этот срез наибольший и вскрывает в ядре его центрального антиклинория нижнепалеозойские и более древние породы. В новейшую и современную эпоху интенсивный размыв характерен для южной и центральной зон острова, где суммарные амплитуды новейших поднятий достигают 500—1000 м, а скорость современных поднятий оценивается в 4,5 мм/год [5].

Если в эпоху накопления толщ нижнего этажа в зоне 1 сосредоточилась основная масса осадков, то в эпоху формирования сейсмокомплексов Б и частично В в этой зоне осадконакопление происходило в локализованных, судя по профилю, пологих мульдах, разделенных местными областями размыва. Основная же ось зоны аккумуляции переместилась на юго-восток, в тектоническую зону 3.

Сейсмокомплекс А повсеместно залегает субгоризонтально и несогласно на подстилающем его комплексе Б. В тектонической зоне 1 он отличается менее равномерным, чем в остальных зонах, распределением, в 1,5—2 раза меньшей мощностью и наличием локальных размывов на сводах поднятий на участке разреза вблизи активно поднимающегося о-ва Врангеля. Характерно, что ширина зоны размыва в эпоху формирования комплекса А превышает ширину зоны размыва для комплекса Б, что указывает на расширение области поднятия, компенсируемого срезанием (конденудационное развитие поднятия по С. С. Шульцу). В направлении к о-ву Врангеля мощность комплекса резко уменьшается, вплоть до полного выклинивания у его южных берегов.

Основанием для обособления на профиле тектонической зоны 2 служит переходный тип строения разреза между зонами 1 и 2. Формы фундамента здесь имеют меньшую амплитуду и размеры по сравнению с зоной 1. Здесь отсутствуют выраженные раздувы мощности в нижней части чехла, если не считать небольшого участка в юго-восточной части зоны, где низы разреза образованы деформированным комплексом В, влияние которого на вышележащий разрез быстро угасает. Это, а также меньшая напряженность отличают деформации комплекса В от деформаций низов разреза в зоне 1. Подстилающий комплекс Г развит локально и, утоняясь, выклинивается в обе стороны зоны, местами заполняя узкие щелевидные грабены фундамента. Залегające выше комплексы Б и А в рассматриваемой зоне возрастают по мощности, а комплекс А при этом приобретает достаточно выдержанную слоистость, особенно заметную на юго-востоке зоны.



Следует отметить еще одну особенность строения низов разреза, характерную для прогибов, выраженных в комплексах В и Г. Взаимоотношения фаз на временном сейсмическом разрезе указывают на колебательное изменение наклонов древних поверхностей седиментации. В результате такого «качания» внутренняя структура отдельных комплексов имеет на разрезе вид клинообразных взаимопереходов слоев, связанных, по-видимому, с фациальными замещениями. На профиле отмечены специальным знаком два наиболее отчетливых участка таких «качаний», которые могут быть названы «шарнирами» поверхности осадконакопления. Очевидно, что вдоль рассматриваемого профиля такая картина характерна не только для локальных участков, но и для всего исследуемого разреза в целом.

На отдельных интервалах сейсмического разреза в центральной и юго-восточной частях зоны 2 наблюдается аномальная картина волнового поля. Она выражена в наличии отраженных волн высокой интенсивности и ограниченной латеральной прослеживаемости. Эти участки тяготеют к зонам разломов и интерпретируются нами как отражения от пластовых вулканических тел, возможность существования которых в разрезе Южно-Чукотского прогиба (в его южной части) определяется развитием меловых эффузивов на северном побережье Чукотки и на продолжениях зоны прогиба — в северном ограничении Юконского массива. Учитывая, что указанные интервалы аномальной записи отмечаются в верхах комплекса Г и на его границе с комплексом В, соответствующих в принятой нами стратификации верхам нижнего мела и верхнему мелу, становится очевидной и временная связь предполагаемых вулканогенных образований с вулканизмом Чукотской ветви Катазиатского вулканического пояса. Известно [6], что последний начал формироваться с апта — альба и достиг максимума в позднем мелу. Наконец, на вероятность развития вулканогенных формаций в Чукотском море указывают аэромагнитные данные [5], с помощью которых выделены их изолированные участки, характеризующиеся особым некоррелируемым типом магнитного поля.

Тектонической зоне 3 на профиле соответствует область наибольшего погружения фундамента. Комплекс В, образующий здесь нижнюю часть разреза чехла, перекрывая неоднородности фундамента, нивелирует их, так как мощность чехла увеличивается над впадинами поверхности фундамента. Взаимоотношения клиноформ в комплексе В в крайней юго-восточной части разреза указывают на заметную роль в его формировании сноса осадков со стороны Чукотки. Роль юго-восточного сноса становится еще более ощутимой в вышележащем комплексе Б, где значительно возрастает количество клиноформных взаимоотношений. Необходимо отметить, что и мощности этого комплекса в направлении Чукотки возрастают, на что указывают помимо рассматриваемого и профили II, III [3]. Внутреннее строение комплекса Б отражает непостоянство условий осадконакопления в палеогене (?), в течение которого регрессии сменялись трансгрессиями, происходили изменения наклона поверхностей аккумуляции, сопровождаемые кратковременными перерывами осадконакопления и размывом уже накопившихся отложений. Косослоистые, слабоволнистые за счет облекания форм рельефа поверхности комплекса В, серии комплекса Б с элементами подошвенного и кровельного прилегания свидетельствуют об аккумуляции в условиях шельфа или мелкого моря.

Рис. 2. Сейсмический разрез по профилю I
 Сейсмокомплексы: 1 — А — неоген-четвертичный, 2 — Б — палеогеновый (?), 3 — В — верхнемеловой (?), 4 — Г — ниже-верхнемеловой (?), 5 — Д — нижнемеловой (?), 6 — Е — верхнетриасовый (?), 7 — Ф — акустический фундамент, 8 — интервалы возможного присутствия магматогенных образований, 9 — «шарниры» поверхности осадконакопления (пояснения в тексте), 10 — границы сейсмокомплексов, 11 — отражающие границы и площадки внутри сейсмокомплексов; 12 — тектонические нарушения. 1—3 — тектонические зоны (пояснения в тексте)

Верхний комплекс А характеризуется горизонтальными весьма протяженными отражающими границами, слегка волнистыми вблизи разломов и над ними. Мощность его в центральной части разреза может изменяться от 0,5 до 1,5 км. Верхи комплекса сложены маломощными, но выдержанными по простиранию голоценовыми осадками, залегающими на размытых подстилающих отложениях, что отчетливо наблюдается в северо-западной части профиля.

О вещественном составе комплексов А и Б в первом приближении можно, по-видимому, судить по результатам бурения в кайнозойских отложениях на сопредельной суше, в частности на Валькарайской и Ванкаремской низменностях [2].

По результатам сейсмических исследований в восточной части Чукотского моря во впадине Хоуп [7] неоген-четвертичный комплекс характеризуется пластовыми скоростями 1,8—1,9 км/с, а палеогеновый — от 2,1—2,3 до 2,6—2,9 км/с. Подстилающие отложения, которые, по [7], могут включать верхнемеловые — палеогеновые образования, характеризуются скоростью 3,1 км/с. Еще ниже, согласно тем же авторам [5, 7], выделяются комплексы со скоростями 3,5—3,6 и 4,3—4,5 км/с, которые, по-видимому, могут быть сопоставлены соответственно с комплексами Г и Д.

Анализ строения в целом осадочного чехла рассматриваемого региона по сейсмическим данным с привлечением материалов по прилегающей суши позволяет детализировать его строение и установить в разрезе три структурные подэтажа. Нижний подэтаж включает наиболее деформированные комплексы Е, Д и Г со стратиграфическим диапазоном от верхнего триаса (?) до низов верхнего мела (?). В числе признаков выделения их в отдельный структурный подэтаж помимо деформированности служит наличие в кровле предполагаемых вулканогенных образований. Средний подэтаж (комплекс В) по своей структуре является переходным между нижним и верхним подэтажами: местами он принадлежит к нижней деформированной толще, местами выделяется из нее и более сходен по строению с верхней, недеформированной толщей, что особенно характерно для тектонической зоны 3. Отложения среднего подэтажа в большинстве случаев с несогласием залегают на породах нижнего подэтажа и нивелируют рельеф его поверхности. Верхний структурный подэтаж представлен комплексами Б и А, возраст отложений которых находится в интервале от палеогена до голоцена включительно. Его строение отражает стремление к аккумулятивному выравниванию рельефа, сформированного к началу его накопления. В связи с этим он может быть определен как покровно-шельфовый комплекс, формирование которого целиком связано с синокеанической [5] стадией развития Арктической геодепрессии.

Распределение мощностей отложений, особенности их дислокаций и другие черты строения разреза осадочного чехла позволяют наметить некоторые фазы развития его структуры.

В первой фазе, охватывающей период от позднего карбона до раннего — среднего триаса, эта область представляла собой скорее всего свод, объединявший о-в Врангеля и район Эквиватапского хребта. При этом на ранней стадии (C_3 — P_1) этот свод имел, видимо, большие размеры и большую целостность, чем на поздней стадии (P_2 — T_{1-2}). В это время краевые части свода были опущены как на севере, так и на юге, где в районе Чукотского нагорья накопились отложения соответствующего возраста, тогда как отложения позднего карбона — ранней перми здесь не устанавливаются.

Вторая фаза по времени сказывается с поздним триасом (?) — юрой (?), когда осевая часть свода, по-видимому, испытывает слабое прогибание, связанное с растяжением, зафиксированным грабенами в зоне 1 разреза. Здесь накапливаются отложения комплекса Е, выклинивающиеся как на северо-запад, так и на юго-восток.

В течение юры эта сводовая область остается, по-видимому, приподнятой, так как отложения юрского возраста здесь не накапливаются

судя по отсутствию их признаков на разрезе. На геологических картах эти отложения появляются на значительных удалениях от этой области, западнее Чаунской губы, на востоке Чукотского моря и на севере Аляски, где они подстилают нижнемеловые отложения. Таким образом, несмотря на связанное с растяжением прогибание в осевой части свода, последний по основанию представлял собой, вероятно, целостный массив — растяжение носило поверхностный характер и не проникло глубоко в земную кору.

Третья фаза соответствует раннему и отчасти позднему (?) мелу. В это время сводовая область распадается на 3—4 крупных ступени, круто обрывающиеся на юго-восток и полого наклоненные на северо-запад. Вдоль северо-западных швов ступеней накапливаются комплексы Д, Г и частично В. В это время о-в Врангеля остается фиксированным поднятием, что говорит о преобладании здесь и в эту фазу условий относительного сжатия.

В то же время слабо выраженное изменение наклона поверхности аккумуляции с южного и юго-восточного на северное и северо-западное вверх по разрезу указывает на смещение зоны растяжений из осевой части Южно-Чукотского прогиба в сторону о-ва Врангеля. В связи с этим между областью преобладающих сжатий о-ва Врангеля и областью слабого растяжения в северо-западной части прогиба возникает зона отрыва, соответствующая северо-западному ограничению последнего.

В четвертую, кайнозойскую, фазу аналогичный отрыв происходит вдоль южного края прогиба, куда смещается главная ось растяжения. В это время область аккумуляции испытывает «перекос» на юго-восток, в сторону Чукотки, а частные шовные прогибы на северо-западе закрываются. Этот процесс сопровождается слабым складкообразованием в отложениях, накопившихся на северо-западе района, что указывает на развитие здесь условий относительного сжатия.

Сравнение крупных трансгрессивных и регрессивных циклов, выделенных на шельфе Чукотского моря по сейсмическим материалам, со строением и цикличностью осадконакопления арктического шельфа Северной Аляски, моря Бофорта и района Свердрупского бассейна Полярной Канады [7—11] позволило сделать вывод о том, что в целом шельфы Американо-Арктического бассейна, особенно для конца мела — кайнозоя, проявляют явную синфазность событий, совпадающих с наиболее важными этапами изменений уровня Мирового океана по схеме Вэйла [9] при сходной фациальной обстановке. Это свидетельствует о правильности выбранной схемы стратификации для сейсмического разреза осадочного чехла в Чукотском море.

ФУНДАМЕНТ

Новые данные, приводимые в настоящей работе, и результаты сейсмических исследований прежних лет [3, 5, 7] позволили построить новую гипсометрическую схему рельефа поверхности фундамента рассматриваемой части Чукотского моря (см. рис. 1). Эта схема существенно отличается от известной ранее [5] и позволяет по-новому взглянуть на тектонику рассматриваемого региона.

На сейсмических профилях, имеющих в основном субмеридиональную ориентировку (см. рис. 1, врезка) ниже раздела, относимого нами к поверхности фундамента, на южном крыле Врангелевско-Геральдского поднятия отмечаются многочисленные некоррелируемые отражающие горизонты, свидетельствующие о складчатой природе субстрата, подстилающего осадочный чехол. Аналогичная картина фиксируется и на профилях II, III [3]. Южнее, под наиболее прогнутой частью фундамента, и далее на юг такие отражения встречаются намного реже или отсутствуют вовсе. Одновременно в этом направлении изменяются и формы рельефа фундамента, становясь более плавными и малоамплитудными. Это наводит на мысль о смене типа фундамента, в данном случае, — смене палеозойских складчатых зон покровами вулканогенных

пород. При этом не исключено, что наряду с изолированными телами вулканитов в мезозойском разрезе, о которых говорилось выше, вероятно, имеют место и сплошные покровы, бронирующие на отдельных участках нижнемезозойские (триасовые?) отложения, что характерно, по-видимому, для прибрежной части Чукотки.

На одном из участков профиля (см. рис. 2, зона 2) предполагаемые вулканогенные образования залегают непосредственно на фундаменте, где они образуют продолжение границы между комплексами Г и В и подстилают последний. Эти образования представлены на разрезе несколькими наклонными площадками динамически интенсивных отражений. Такое расположение площадок может быть обусловлено либо подвижками фундамента, нарушившими целостность вулканогенных горизонтов, либо особенностями «черепичного» напластования лавовых покровов. При соответствующей мощности вулканогенные отложения могут стать «жестким» экраном для сейсмических волн и образуют акустический фундамент. В связи с этим на некоторых участках Чукотского шельфа можно ждать более глубоких гипсометрических отметок поверхности складчатого фундамента, чем те, которые отражены на приведенной схеме (см. рис. 1). Сложностью строения и гетерогенностью субстрата, по-видимому, объясняется и разброс значений граничных скоростей кровли фундамента, лежащих в интервале от 5,2 до 6,1 км/с.

Тем не менее представленная на рис. 1 схема гипсометрии поверхности фундамента принципиально отражает, на наш взгляд, ситуацию, сложившуюся в мезозое — кайнозое, на этапе деструкции тектонического плана, сформированного в позднепалеозойскую эпоху поднятий и незавершенного складкообразования [6].

Основной чертой рельефа фундамента является наличие зон узких линейных грабенов, глубоко пересекающих его поверхность в меридиональном и широтном направлениях. Меридиональная зона берет начало со стороны абиссальной равнины Менделеева в Восточно-Арктическом бассейне и врезается в берег в районе Колючинской губы (рис. 3). Далее, с некоторым затуханием, она прослеживается на юго-юго-восток в виде Колючинско-Мечигменского грабена и уходит во впадину Нортон в Беринговом море. Параллельно этой зоне намечается еще одна, гораздо менее отчетливая, расположенная в 250—300 км к востоку от первой.

Широтная зона соответствует наиболее прогнутой части Южно-Чукотского прогиба и представляет собой ответвление от меридиональной зоны на траверзе устья Колючинской губы, направленное в залив Коцебу. Широтные и меридиональные линейные грабены достаточно определенно оконтуривают Чукотско-Сьюардский массив, который, таким образом, представляет собой по фундаменту вполне обособленный блок. То же, но с меньшей определенностью, можно, вероятно, сказать и о блоке, образованном Геральдским поднятием и валом Онман.

Рассматриваемые зоны отрицательных структур фундамента по своим структурно-морфологическим особенностям, в том числе конфигурации в плане и поперечном сечении, сопряжению с грабенами суши и наличию признаков вулканизма могут быть отнесены к классу грабен-рифтовых, возникших скорее всего в меловое время на эродированной поверхности поздних палеозоид. По всей видимости, формирование структурного плана поверхности фундамента в мезозое — кайнозое шло как по пути наследования простираций элементов палеозойского структурного плана (валы Коцебу и Онман и широтная грабен-рифтовая зона), так и по пути их поперечного наложения (меридиональная грабен-рифтовая зона).

В узлах пересечения линейных зон грабен-рифтов фиксируются прогибы с наибольшей для региона мощностью осадочного чехла и соответственно наибольшей глубиной погружения фундамента — свыше 4,5 км в Чукотском море и более 5—6 км во впадине Нортон Берингова моря.

Ощутимое влияние на структуру фундамента в юго-западной части Чукотского моря оказали разломы северо-восточного простирания, хорошо прослеживаемые как на суше, так и на шельфе. Здесь с ними свя-

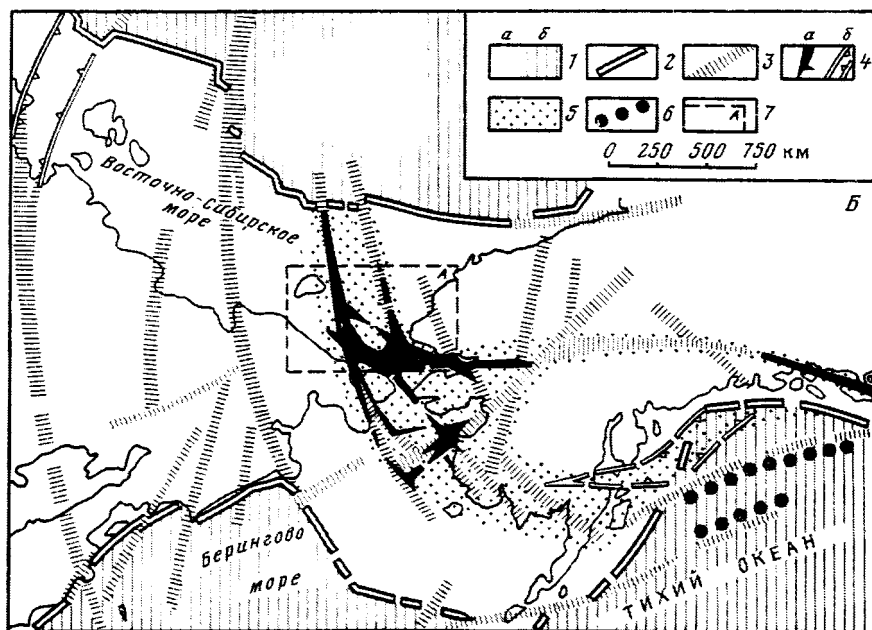
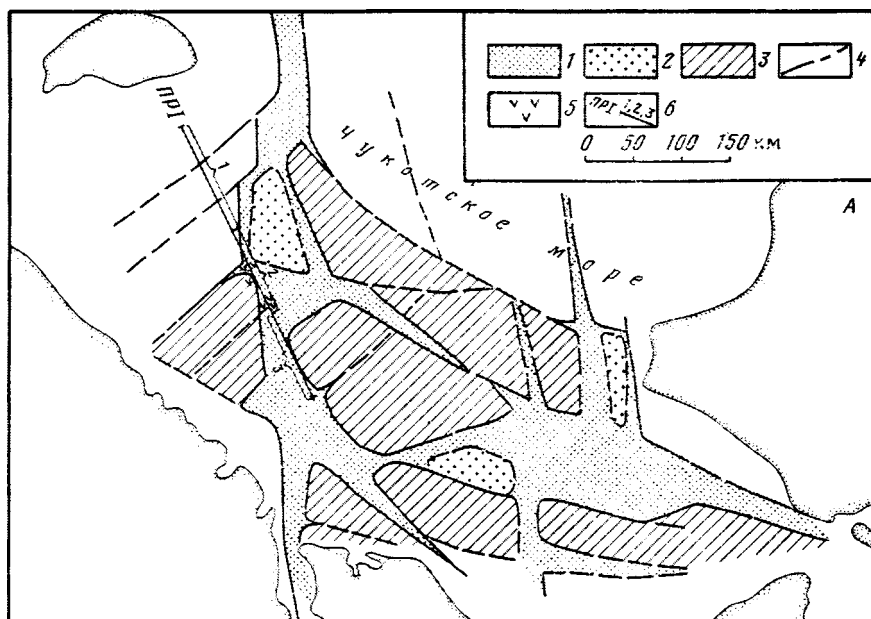


Рис. 3. Схема раздвиговой тектоники области взаимодействия Арктической и Тихоокеанской переходных зон

А — грабен-рифтовая система Чукотского моря. 1 — зоны максимального погружения фундамента; 2 — внутренние блоковые (горстовые) поднятия грабен-рифтов; 3 — сброшенные прибортовые и межграбеновые блоки; 4 — основные разломы; 5 — места предполагаемого распространения магматогенных образований; 6 — профиль I (1—3 — тектонические зоны)

Б — положение грабен-рифтовой системы Чукотского моря в области взаимодействия Арктической и Тихоокеанской переходных зон

1 — области: *а* — с континентальной и субконтинентальной, *б* — с океанической и субокеанической корой; 2 — континентальная флексура; 3 — крупнейшие разломы преимущественно сдвиго-раздвиговой природы; 4 — раздвиговые структуры: *а* — Чукотско-Берингово-морская и Аляскинская системы грабен-рифтов, *б* — грабен-рифтовые системы моря Лаптевых и южной Аляски; 5 — области непосредственного взаимодействия (сдвига-отрыва?) переходных зон; 6 — подводные вулканические зоны; 7 — положение схемы *А*

заны узкие шелевидные грабены на поднятии Лонга, зафиксированные на профиле (см. рис. 2), а также ступенчатое погружение блоков фундамента Врангелевского поднятия и развитие меловых вулканогенных прослоев в разрезе. Во всяком случае меловые вулканогенные комплексы, выходящие на побережье пролива Лонга на траверзе о-ва Врангеля, т. е. непосредственно у южного ограничения Южно-Чукотского прогиба, заполняют небольшие грабены и полуграбены того же простиранья и облика, заложенные в поле развития более древних, триасовых и палеозойских пород.

Положение грабен-рифтов Чукотского моря в генеральной структуре области взаимодействия Азиатского и Северо-Американского материков может быть охарактеризовано их отношением к системам крупнейших тектонических линий Верхояно-Аляскинского региона.

Субмеридиональные грабен-рифты Чукотского моря двумя линиями прослеживаются в пределы шельфовой части Берингова моря, где они фиксированы в виде грабенообразных впадин фундамента, а также на Юконское побережье Аляски, где они повсеместно маркируются ориентированными вдоль них полями плиоцен-четвертичных базальтов [4]. Можно полагать, что грабен-рифтовые зоны принадлежат к системе глубинных правосторонних сдвиго-раздвиговых поясов материкового основания Верхояно-Чукотского региона (см. рис. 3).

Субширотный Южно-Чукотский грабен-рифт, заложенный в отличие от субмеридиональных зон почти параллельно простираньям складчатых зон позднего палеозоя, обнаруживает связь с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Эта связь, как указывалось выше, определяется присутствием на побережье пр. Лонга меловых вулканогенных полей, представляющих ответвление от основного пояса, проходящего южнее, и наличием в разрезе грабен-рифта в отложениях мелового возраста признаков магматогенных пород. Таким образом, предполагаемый вулканизм Южно-Чукотского грабен-рифта может быть рассмотрен в связи с ранним вулканизмом Охотско-Чукотского пояса. Нетрудно проследить и дальнейшее поведение этой вулканической зоны в пределах Аляски. Она уходит в залив Коцебу и прослеживается по контуру Юконского массива, где в разрезе меловых отложений описаны [4] серии эффузивов, в том числе и сходные по составу и происхождению андезитобазальты альба—сенона.

Из распределения грабен-рифтов в Чукотско-Беринговоморской области и связанного с ними вулканизма вытекает заключение о приуроченности вулканизма этой области к границам древних массивов: в позднем мелу — к границам крупного Чукотско-Юконского массива, в кайнозое — к границам Чукотско-Сьюардского массива как элемента внутренней структуры первого, обособленного вследствие очередной фазы деструкции коры в полосе межматерикового отрыва. Сходную картину имеет также распределение юрско-нижнемеловых вулканогенных зон между глыбами основания Колымско-Чукотского орогенного пояса и приуроченность Охотско-Чукотского вулканогена к южному ограничению этого пояса. Таким образом, разновозрастное мезозойское «вулканогенное оконтуривание» древних массивов является общей закономерностью структуры области и отражает конструктивно-деструктивную направленность [6] ее развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенное выше позволяет заключить, что заложение и формирование Южно-Чукотской грабен-рифтовой системы осуществлялось в условиях сложного взаимодействия: с одной стороны, востока Евразийского и запада Американского геоблоков, с другой — Арктического и Тихоокеанского бассейнов, а также деструкции сформированного к мезозою палеозойского структурного плана. Вместе с тем образование и эволюция выявленной грабен-рифтовой системы находятся в тесной пространственно-временной взаимосвязи с Охотско-Чукотским вулканогенным

поясом и его апофизами, что отражает, на наш взгляд, конструктивно-деструктивную направленность преобразований земной коры региона. Судя по времени заложения Колючинско-Мечигменской зоны, разрастание грабен-рифта Чукотского моря продолжалось вплоть до палеоцена, а возможно, и позже.

Список литературы

1. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 548 с.
2. Иванов В. В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1985. 208 с.
3. Коган А. Л. Морские сейморазведочные работы в Чукотском море//Морские геофизические исследования в Мировом океане. Л.: ВНИИОкеанология, 1981. С. 38—40.
4. Латрэм Э., Грантц А., Барнс Д. и др. Аляска//Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977. С. 205—237.
5. Моря Советской Арктики/Под ред. И. С. Грамберга и Ю. Е. Погребницкого. Л.: Недра, 1984. 280 с.
6. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
7. Grantz A., Eittreim S., Whitney O. T. Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implications for the origin of the Canada basin//The ocean basins and margins. N. Y.; L., 1981. V. 5. The Arctic Ocean. P. 439—492.
8. Clark D. L. Geology and geophysics of the Amerasian basin//The ocean basins and margins. N. Y.; L., 1981. V. 5. The Arctic Ocean. P. 599—634.
9. Dutro J. Th. Geology of Alaska bordering the Arctic Ocean//The ocean basins and margins. N. Y.; L., 1981. V. 5. The Arctic Ocean. P. 21—36.
10. Kerr J. Wm. Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic Oceans//The ocean basins and margins. N. Y.; L., 1981. V. 5. The Arctic Ocean. P. 105—200.
11. Norris D. K., Yorath C. L. The North American plate from the Arctic Archipelago to the Romanzof mountains//The ocean basins and margins. N. Y.; L., 1981. V. 5. The Arctic Ocean. P. 37—104.

ВМНПО «Союзморгео»,
Мурманск, 183018

Поступила в редакцию
8.I.1988

ХРОНИКА

УДК 551.24 : 001

О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА ПРИ ОГГГН АН СССР ЗА 1988 ГОД

В истекшем году МТК продолжал работы по координации исследований по геотектонике в нашей стране и определению наиболее актуальных задач изучения тектоники СССР.

1—3 февраля 1988 г. было проведено XXI Всесоюзное тектоническое совещание на тему «Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием», организованное МТК совместно с Отделением геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР и геологическим факультетом МГУ. В совещании участвовало свыше 700 геологов и геофизиков из различных институтов АН СССР, АН союзных республик, высших учебных заведений, геологических производственных объединений, Министерства геологии СССР.

Важность и своевременность организации такого совещания по проблемам регионально-тектонических исследований и принципам и методике составления тектонических карт обусловлена проходящим в стране государственным геологическим картированием масштаба 1 : 50 000 по программе «Госгеокарта-50».

Хроника и решение совещания, а также развернутые рекомендации по проведению тектонических исследований в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием, разработанные комиссией, созданной совещанием, опубликованы в журнале «Геотектоника» (1989, № 4).

Междуведомственный тектонический комитет активно участвовал в разработке программы фундаментальных исследований по приоритетному направлению «Стратиграфия, тектоника и литология континентов и ложа Мирового океана на период до 2000—2005 года». Было разработано общее направление по тектонической части программы: «Структуры континентов, океанов и переходных зон, их развитие и происхождение; совершенствование тектонических основ геокартирования, прогноза полезных ископаемых, сейсмоопасности и вулканической деятельности».

В течение года было проведено два заседания бюро комитета. На них была утверждена тематика XXII Всесоюзного тектонического совещания, которое было решено посвятить тектонике, геодинамике и металлогении Урало-Тяньшаньского пояса. Была намечена предварительная программа совещания, а также заслушаны отчеты и планы региональных и тектонических секций комитета.

В 1988 г. комитет сдал в печать сборник докладов XXI Всесоюзного совещания «Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием», сборник докладов совещания по теме «Геодинамика Кавказа» и методическое руководство «Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования». Вышел из печати сборник докладов XX Всесоюзного совещания «Актуальные проблемы тектоники СССР».

Междуведомственным тектоническим комитетом, Московским геологоразведочным институтом им. С. Орджоникидзе и геологической секцией МОИП проведено заседание, посвященное 80-летию со дня рождения выдающегося геолога-тектониста М. В. Муратова.

Большая работа была проведена секциями «Экспериментальная тектоника и структурная геология» и «Неотектоника и современная геодинамика». После XXI Всесоюзного совещания были проведены заседания секций, посвященные современным методам структурных исследований при средне- и крупномасштабном геологическом картировании (годовая сессия) и неотектоническим исследованиям при геологическом картировании.

МТК и Горным институтом (г. Ленинград) в ноябре 1988 г. было проведено Всесоюзное совещание «Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых». На совещании, на котором присутствовало 250 человек из 70 различных организаций АН СССР, МинГео СССР и вузов, было заслушано 132 доклада, изданы тезисы объемом 19 авторских листов.

МТК и Научным советом по геологии докембрия в апреле 1988 г. была проведена II Всесоюзная школа «Структурный анализ кристаллических комплексов» (г. Тбилиси).

Региональные секции МТК вели работу по координации исследований в отдельных районах СССР.

Научным советом по тектонике Сибири и Дальнего Востока было проведено первое рабочее совещание по проблеме «Структура линейментных зон стресс-метаморфизма».

Научный совет АН УССР по проблеме «Тектоносфера Украины» в сентябре 1988 г. провел совещания: 1) «Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений» (г. Днепрпетровск); 2) «Методы и результаты прогнозирования малоамплитудных нарушений в Донбассе, Днепровско-Донецкой впадине и других регионах» совместно с Научным советом АН УССР по проблеме «Геология и геотехнология горючих ископаемых» (г. Львов). В декабре 1988 г. в г. Ялте совместно с Научным советом по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии АН СССР было проведено Всесоюзное совещание «Модели строения тектоносферы различных регионов СССР».

Большую подготовительную работу провела Уральская секция по подготовке XXII Всесоюзного тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и металлогения Урала и Тянь-Шаня».

Кавказской секцией разработана легенда к тектонической карте Кавказа.

Комиссией по тектонике Белоруссии и Прибалтики в декабре 1988 г. в г. Таллинне проведено совещание на тему «Структуры и геодинамика Прибалтики и Белоруссии».

На расширенном заседании бюро МТК состоялось общественное обсуждение монографии Ю. А. Косыгина «Тектоника» и выдвижение ее для участия в конкурсе на соискание Ленинской премии в области науки и техники за 1988 г. Как известно, премия акад. Ю. А. Косыгину была присуждена.

Тематической комиссией «Геологические формации» в феврале 1988 г. совместно с Московским геологоразведочным институтом им. С. Орджоникидзе и геологической секцией МОИП проведено Всесоюзное совещание «Формационный анализ в геологической практике», в работе которого приняли участие сотрудники МГРИ, ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ, ИГИРГИ, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, Институт геологии и геофизики СО АН СССР, геологические организации АН УССР.

Постановлением бюро Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук в марте 1988 г. была удовлетворена просьба акад. Ю. М. Пушаровского об освобождении его от обязанностей председателя МТК; он был утвержден почетным председателем комитета. Председателем МТК был назначен доктор геолого-минералогических наук, профессор М. С. Марков, безвременно скончавшийся в октябре 1988 г. Постановлением бюро ОГГГН АН СССР от 2 декабря 1988 г. председателем МТК был утвержден академик АН БССР Р. Г. Гарецкий.

Пользуемся возможностью сообщить, что на заседании бюро МТК от 14 апреля 1989 г. было принято решение о проведении в январе 1990 г. XXIII Всесоюзного тектонического совещания на тему «Геодинамика и развитие тектоносферы» (Москва, 29—31 января).

Ю. Н. Разницын

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 07.07.89 Подписано к печати 10.08.89 Т-10397 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 15,6 тыс. Уч.-изд. л. 11,2 Бум. л. 3,5
Тираж 1564 экз. Зак. 3192

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 72 Геологический институт АН СССР
Телефон 230-81-77

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Маршинцев В. К. ВЕРТИКАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ЯКУТИИ. 1986. 239 с. 3 р. 20 к.

В монографии предложена модель вертикальной неоднородности кимберлитовой колонны, наиболее удовлетворительно объясняющая различный состав и текстурно-структурные особенности кимберлитовых пород трубок. Рассмотрен процесс серпентинизации оливина, протекающий в позднемагматическую стадию, причины и следствия этого процесса. Установлены закономерности распределения петрогенных и редких элементов в кимберлитовых породах, характеризующих различные степени глубинности дайках и жилах кимберлитов.

Монография рассчитана на геологов, геохимиков и петрологов.

Панков Ю. Д. ФОРМАЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ. 1984. 200 с. 2 р. 40 к.

В книге дан анализ состояния проблемы генезиса железистых кварцитов. Систематически описаны геология и генезис метасоматических железистых кварцитов постплагиогранитной формации мигматитовых комплексов и гнейсовых куполов. Подробно разработан вопрос о роли метаморфизма в формировании месторождений метасоматических железистых кварцитов.

Книга предназначена для геологов и геохимиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

2. Объем статей не должен превышать 20 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

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

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

5. Требования к тексту рукописи.

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

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

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

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

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

6. Требования к рисункам.

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

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.

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

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

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

е). Максимальный размер рисунков в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

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

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

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

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

А 252

В УЛЬБРИХТА 16-100

СОКОЛОВ С Д

70228

1 р. 40 к.

Индекс 70228

**В издательстве «Наука»
готовятся к печати:**

Баженов М. Л., Буртман В. С. СТРУКТУРНЫЕ ДУГИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА: /КАРПАТЫ—КАВКАЗ—ПАМИР/. 1990. 18 л. 3 р. 60 к.

В книге рассмотрено тектоническое строение Альпийского складчатого пояса от Карпат до Памира. Приведены результаты структурно-палеомагнитных исследований в Карпатах, Балканах, на Кавказе, в Копет-Даге, на Памире. Проведена ревизия и тектоническая интерпретация палеомагнитных данных по Альпийскому поясу. Предложены палеотектонические реконструкции. Обсуждено происхождение структурных дуг. Рассмотрены альпийские деформации, формирование складчатой структуры и образование структурных дуг Альпийского пояса.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков.

Глуховской М. З. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ФУНДАМЕНТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ: /Нуклеарная концепция/. 1990. 15 л. 3 р.

В книге описана нуклеарная концепция формирования континентальной литосферы на ранних этапах развития Земли. Обоснованы представления о латеральной и глубинной неоднородности земной коры, ее необратимом, неравномерном и стадийном развитии в пределах сиалических ядер — нуклеаров и преимущественно симатических интернуклеарных областей. На основе концепции разработаны принципы тектонического районирования фундаментов древних платформ и новый подход к анализу тектонического контроля ряда месторождений полезных ископаемых.

Книга предназначена для геологов, литологов, тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул. 7;

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.