

~~17-1848~~  
~~2001~~  
~~14~~

~~8-1848~~

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2001



# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пущаровский



<http://www.malk.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

50

*Российская академия наук*

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

**№ 4 2001 Июль–Август**

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

*Главный редактор*  
**Ю.М. Пуцаровский**

*Заместитель главного редактора*  
**А.А. Моссаковский**

*Ответственный секретарь*  
**В.С. Буртман**

Редакционная коллегия:

**Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо**

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

**Yu.M. Pushcharovsky – Editor**  
**A.A. Mossakovsky – Coeditor**  
**V.S. Burtman – Secretary**

Editorial board

**Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA),  
K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,  
N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev,  
A.S. Perfileyev, V.N. Sholpo**

“Geotectonica” journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.  
*Postmaster:* “Geotectonica”, Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

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

*Адрес редакции:* 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

*Адрес издателя:* 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

**Москва**  
**Издательство “Наука”**  
**Международная академическая**  
**издательская компания “Наука/Интерпериодика”**



Номер 4, 2001

---

---

Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа <i>А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин, Г. Н. Савельева</i>	3
Структурное положение ультрабазитовых массивов Крака на Южном Урале; новые геолого-геофизические данные <i>К. С. Иванов, Н. В. Федорова, И. С. Чащухин</i>	22
Тектоническая эволюция Высокой Азии в палеозое и мезозое <i>В. С. Буртман, С. Г. Самыгин</i>	34
Особенности формирования и перспективы на нефть и газ мезозойско-кайнозойских рифтогенных впадин Забайкалья <i>А. В. Татаринов, Б. Н. Абрамов</i>	55
О развитии аккреционной призмы Каскадия (Западная континентальная окраина Северной Америки) <i>Н. П. Чамов, А. Э. Басилян, К. Б. Баринов</i>	68
Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса <i>М. Г. Ломизе, Д. И. Панов</i>	78

---

## Хроника

К 100-летию Юрия Михайловича Шейнманна	93
Богданов Никита Алексеевич (к 70-летию со дня рождения)	95

---

---

# Contents

---

---

## No. 4, 2001

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

Geodynamic Factors Responsible for Origin of Diverse Ophiolite Sequences <i>A. L. Knipper, A. Ya. Sharaskin, and G. N. Savelieva</i>	3
Structural Position of the Kraka Ultramafic Massifs in the South Urals: New Geological-Geophysical Data <i>K. S. Ivanov, N. V. Fedorova, and I. S. Chashchukhin</i>	22
Tectonic Evolution of High Asia in the Paleozoic and Mesozoic <i>V. S. Burtman and S. G. Samygin</i>	34
The Origin and Oil and Gas Prospects of Mesozoic-Cenozoic Rift Basins in Transbaikalia <i>A. V. Tatarinov and B. N. Abramov</i>	55
On the Evolution of the Cascadia Accretionary Prism (Western North American Continental Margin) <i>N. P. Chamov, A. E. Basilyan, and K. B. Barinov</i>	68
Amagmatic Initial Stage of Subduction at the Crimea-Caucasus Margin of the Tethys <i>M. G. Lomize and D. I. Panov</i>	78

---

## Chronicle

In Commemoration of the 100th Anniversary of Yurii Mikhailovich Sheinmann's Birth	93
Bogdanov Nikita Alekseevich (for His 70th Birthday)	95

---

---

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ РАЗРЕЗОВ РАЗНОГО ТИПА

© 2001 г. А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин, Г. Н. Савельева

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 26.12.2000 г.

В работе рассматривается ряд хорошо изученных и весьма разнообразных по строению и вещественному составу офиолитовых массивов Альпийского пояса и Уралид. Несмотря на их разнообразие, все они отвечают определению термина офиолит, данному на Пенроузской конференции, которое остается достаточно универсальным и сейчас. В то же время широко принятое подразделение офиолитов на лерцолитовый и гарцбургитовый типы не учитывает явных различий в строении и составах вышележащих коровых частей разрезов, которые либо отделены от мантийного основания тектонической границей (зоной деляминации в литосфере), либо имеют с ним интрузивные контакты. Мантийные респиты, имеющие одинаковый петрографический состав, не идентичны по геохимическим параметрам и истории деформаций в разных массивах даже единой складчатой области. Некоторые из них сохраняют следы процессов трансформации мантийного вещества, которые развивались намного раньше формирования коровых частей разрезов, в том числе и в докембрии. Реконструируемые обстановки формирования офиолитов достоверны лишь в том случае, когда в них учтены геологические и петролого-геохимические особенности всех (или почти всех), а не только отдельных комплексов пород офиолитовой последовательности. Характер смены обстановок индивидуален для каждой рассмотренной и, видимо, для многих других, если не всех, офиолитовых последовательностей. С этой точки зрения даже разновозрастные офиолиты одного складчатого пояса или его сегмента, очевидно, характеризуют различные области мафической литосферы соответствующего палеобассейна, где смена геодинамических обстановок во времени и пространстве была не менее разнообразной, чем в современных океанах.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время принято считать, что офиолиты представляют собой реликты палеоокеанической литосферы, шарьированные (обдурованные) на края континентов в результате конвергенции континентальных и океанических плит. По первоначальным представлениям Г. Штейнманна [59], офиолиты (офиолитовые комплексы, ассоциации, последовательности и т.п.) включают в себя три группы пород, регулярно встречающихся совместно и характеризующих инициальный этап магматизма геосинклинальных областей: (1) ультраосновные породы и габбро, (2) диабазы и базальты и (3) радиоляриты. Это так называемая “триада Штейнманна”.

С возникновением и становлением концепции плейт-тектоники, ставшей новой парадигмой геологии, офиолитовая триада Штейнманна обрела новый смысл, а ее геологическое содержание было подвергнуто критическому анализу в начале 70-х годов на Пенроузской конференции, специально посвященной этой проблеме. В решениях конференции [23] офиолитовая последовательность разделялась на четыре группы пород, сменяющих одна другую вверх по разрезу: (1) ультрамафический комплекс серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов и дунитов, обнаруживающих структурно-текстурные признаки тектоно-метаморфических преобразований в условиях высо-

ких температур и умеренных давлений; (2) плутонический комплекс перидотит-пироксенитов и габброидов, структура которых меняется от кумулятивной до равномернозернистой (изотропной); (3) мафический комплекс параллельных (расслоенных) даек и (4) вулканический комплекс мафических пиллоу-лав. По мнению участников конференции, осадки, перекрывающие пиллоу-лавы (ленточные кремни, аргиллиты или известняки), а также кислые интрузии и эффузивы Na-ряда следует рассматривать как ассоциирующие породы. К последним были отнесены и подформные тела хромитов, иногда присутствующие в составе базального ультрамафического комплекса и тесно связанные с телами дунитов. Кроме того, подчеркивалось, что последовательность может быть неполной и что сам термин офиолиты должен использоваться независимо от обычно предполагаемой генетической связи данных ассоциаций с породами коры и мантии древних океанических бассейнов.

Последнее замечание, на наш взгляд существенно, но оно далеко не всегда учитывалось в последующих попытках классифицировать типы офиолитовых разрезов и систематизировать информацию, быстро нарастающую в результате новой волны исследований офиолитовых массивов в разновозрастных складчатых областях. Такие попытки предпринимались неоднократно и проводились с использованием весьма разных критериев и принципов [4, 9, 19, 47]. Так, напри-

мер, стало широко известным и до сих пор остается популярным подразделение офиолитов на лерцолитовый и гарцбургитовый типы разрезов по преобладанию соответствующих разновидностей пород в составе мантийных тектонитов [46, 47]. Основоволагающим в данном случае является представление о разной степени деплетированности первичного мантийного субстрата в процессе выплавления из него базитовых магм, сформировавших плутонические и вулканогенные комплексы офиолитовой последовательности. Однако, как мы увидим ниже, идея тесной генетической взаимосвязи между всеми комплексами пород офиолитовых ассоциаций находится в противоречии со многими результатами геологических наблюдений и, прежде всего, с данными о более сложной истории тектоно-метаморфических преобразований мантийных рещитов по сравнению с вулкано-плутонической частью разреза, которая, как это доказано в ряде случаев, имеет значительно более молодой возраст.

Хорошо известны и другие работы, в которых авторы, используя петролого-геохимические критерии (например, различия в содержаниях  $TiO_2$  или отдельных групп редких элементов), пытаются обосновать правомерность разделения офиолитов, по сути дела, на “срединно-океанический” (MOR-type) и “надсубдукционный” (suprasubduction или SSZ-type) типы. В таких попытках обычно используются данные лишь для одного–двух верхних комплексов пород офиолитовой последовательности (обычно для лав или даек), неразрывная связь которых с остальными комплексами считается не требующей доказательства.

В то же время попытки систематизации офиолитовых разрезов на основе прямых геологических данных остаются пока единичными [35], несмотря на крайнее разнообразие их строения и состава в пределах одного и того же складчатого пояса или даже отдельных его сегментов. Такая задача представляется нам крайне актуальной, и в данной работе мы рассмотрим некоторые примеры существенно разных и хорошо изученных офиолитовых ассоциаций Альпийского пояса и Уралид с тем, чтобы, во-первых, понять, насколько универсально определение “офиолитовая ассоциация”, предложенное на Пенроузской конференции. Во-вторых, рассмотренные в данной работе типы офиолитовых разрезов, конечно, не исчерпывают всего их возможного и известного разнообразия, но они специально подобраны так, чтобы показать, что это разнообразие изначально и отражает именно специфику геодинамических обстановок, в которых был сформирован тот или иной разрез.

## ОФИОЛИТЫ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

### Оман

Офиолиты Омана располагаются в пределах так называемой Периаравской офиолитовой ду-

ги [53], которая представляет собой гигантскую по протяжению цепь аллохтонов, протягивающуюся от залива Анталья в Турции, через о-в Кипр, северную Сирию и Иран до юга Оманского султана. Время шарьирования этих аллохтонов на пассивную окраину Африкано-Аравийской платформы – сантон–ранний маастрихт [33].

В структуре офиолитового массива Омана, прекрасно изученного [22, 27, 30, 32, 46 и др.], выделяются два крупных тектонических покрова – Хавасина и Семайл. Покров Семайл, сложенный в ряде мест пакетом тектонических чешуй, в целом представляет собой единое геологическое тело, мощность которого достигает 16 км. В разрезе покрова выделяется шесть литостратиграфических комплексов пород (рис. 1).

I. Мантийные тектониты слагают нижнюю часть офиолитового аллохтона и достигают мощности 12 км. Они сложены главным образом гарцбургитами (80–95% разреза) и дунитами. Лерцолиты встречаются очень редко. В тектонитах установлены три типа структур, первые из которых (полосчатость, линейность и линейно-плоскостная ориентировка минералов) связаны с пластическим течением вещества при температуре  $1200^\circ C$  и умеренном давлении, вторые возникли в коровых условиях и сопровождалась процессами милонитизации, а третьи связаны со складчатыми деформациями и дроблением.

II. Кумулятивная серия слагает нижнекоровую часть разреза и располагается выше тектонитов. В состав серии входят пять комплексов пород: кумулятивные дуниты, дунит-верлит-пироксенитовая ассоциация, переслаивающиеся кумулятивные перидотиты и габбро, слоистые габбро и кумулятивные полосчатые (planar laminated) габбро.

III. Изотропные амфиболовые габбро с секущими телами трондьемитов, которые прорывают не только габбро кумулятивной серии, но и базальный комплекс “дайка в дайке”.

IV. Комплекс параллельных даек (или комплекс “дайка в дайке”) сложен субвертикальными телами разной мощности. Состав даек варьирует от микрогаббро и базальтов до микродиоритов, кварцевых диоритов, трондьемитов и риолитов. Среди них выделяются две возрастные генерации. Первая уходит корнями в верхнюю часть кумулятивов, где могут быть выделены две зоны. В нижней зоне резкие контакты между дайками отсутствуют. В верхней зоне дайки (вернее, полудайки) имеют четкие закалочные контакты. Рои и отдельные тела даек второй генерации секут весь офиолитовый разрез, начиная с тектонитов. Следует отметить, что они прорывают и амфиболиты “метаморфической подошвы” покрова Семайл.

V. Экструзивный комплекс кровли офиолитового разреза включает три вулканических серии. Нижняя формация Геотаймс (или нижние пиллоу-лавы) [22, 36] генетически связана с комплек-

сом параллельных даек, а две верхних формации Ласайл и Аллей (верхние пиллоу-лавы) несогласно залегают на породах первой. Толеитовый состав нижних пиллоу-лав устанавливается более или менее уверенно лишь в нижних 200–300 м разреза комплекса. Остальная его часть (800–1200 м) сложена преимущественно андезитами и андезит-базальтами, в основании которых местами присутствуют лавы дацитового состава, а в верхах бониниты [32]. Средняя формация Ласайл варьирует по мощности от 100 до 800 м и сложена породами эруптивных центров. Большая часть массивных лав и пиллоу-брекчий этой формации отвечает по составу магниезильным андезито-базальтами, среди которых присутствуют и дацитовые купола. Верхняя формация Аллей выделяется локально и сложена главным образом щелочными базальтами, среди которых отмечаются потоки и дайки пикритов. Таким образом, большая часть вулканических пород в центральном и восточном сегментах покрова Семайл представлена андезито-базальтовой серией и бонинитами, что указывает на их сродство с вулканическими сериями островных дуг. Главное отличие от типичных островодужных формаций – отсутствие терригенных толщ (граувакковых, карбонатно-турбидитовых и др.). В южном секторе (район Ибра и др.) почти все базальты и дайки, а в центральном секторе ранние дайки и самые нижние пиллоу-лавы соответствуют или близки к срединно-океаническим базальтам по петрографическим особенностям, геохимии и изотопным данным [30, 39].

VI. Поздние интрузии, секущие офиолитовый покров Семайл, среди которых выделяются перидотиты, габбро, диориты, тоналиты, трондъемиты, дайки долеритов и редкие тела гранитов.

Определение радиоярий из радиояритов и умберов, которые залегают внутри и перекрывают вулканические серии, указывает на то, что вулканы были сформированы в сравнительно короткий интервал времени от раннего сеномана (формация Геотаймс) до раннего турона включительно (вулканы Аллей) [30, 36, 46]. С этими данными в целом хорошо согласуется сеноман-туронский возраст интрузивных пород, связанных с верхними вулканидами ( $92 \pm 7$  млн. лет, K-Ar метод [32]), сеноманский возраст трондъемитов (от 93.5 до 97.9 млн. лет, U-Pb возраст по цирконам [46]) и альбский возраст кумулятивных габбро ( $99 \pm 6$  млн. лет, K-Ar метод [32]). Нескольким особняком стоят цифры, полученные для района Ибры. Здесь Sm-Nd изохроны для минералов габбро дают значения  $128 \pm 20$  и  $150 \pm 40$  млн. лет [60]. В то же время габброиды Вади Фиш (северный сектор), по данным той же работы, имеют возраст  $100 \pm 20$  млн. лет, что, в целом, совпадает с цифрами, приведенными выше.

В целом, для офиолитов обсуждаемого региона характерно следующее: (1) в разрезах Омана

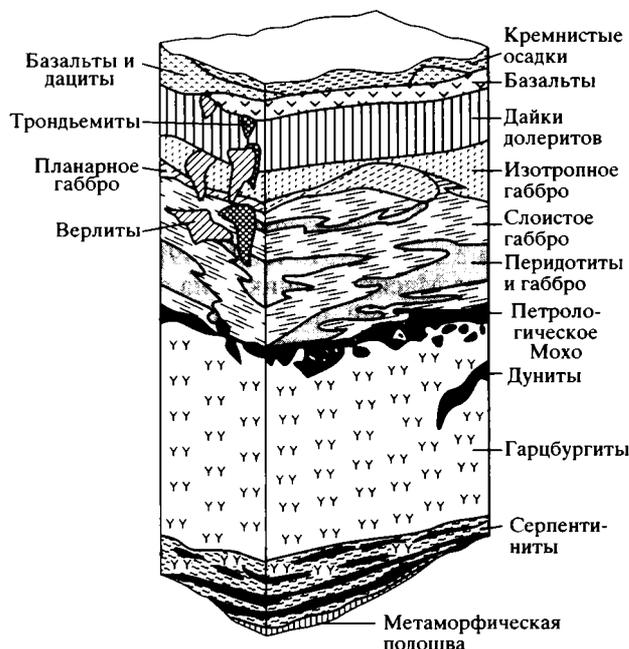


Рис. 1. Обобщенный литостратиграфический разрез офиолитового покрова Семайл в Омане (по данным [1, 60], пояснения см. в тексте).

мантйные тектониты сложены преимущественно гарцбургитами; (2) коровая последовательность пород представлена очень полно и включает в себя все члены плутонического и лавового комплексов офиолитовой ассоциации (кумуляты – изотропное габбро – серия параллельных даек – экструзивный комплекс); (3) магматические породы формировались в течение короткого отрезка времени (альб–сеноман–турон, т.е. за 20 млн. лет) в условиях быстрого спрединга [46]; (4) присутствие андезито-базальтов, андезитов и дацитов среди пород дайковой серии и вулканитов приводит многих ученых к выводу, что эти магматические комплексы были сформированы в геодинамической обстановке спрединга над зоной субдукции; (5) в истории формирования экструзивной серии выделяются два этапа, разделенные фазой деформаций, которые охватили офиолитовый разрез после формирования пород серии Геотаймс, но до извержения лав формаций Ласайл и Аллей.

Вопрос о происхождении и возрасте тектонит-гарцбургитов основания офиолитового разреза весьма сложен, и мы к нему еще вернемся в заключительной части работы.

### Остров Масира

Офиолитовые покровы о-ва Масира располагаются вблизи западной окраины Индийского океана, в 250 км к северу от выходов пород покрова Семайл. Несмотря на пространственную

близость, тектонические покровы двух этих районов разительным образом различаются по своему строению, составу и возрасту слагающих пород, а, соответственно, и по всей истории формирования.

Офиолитовый разрез о-ва Масира позволяет проследить историю формирования литосферы океанического типа на протяжении около 150 млн. лет, начиная с титона [31, 41, 48, 49]. Покровная структура о-ва Масира возникла на границе мела и палеогена. Нижний покров острова (рис. 2) включает полную офиолитовую последовательность, которая сильно редуцирована по сравнению с оманской, поскольку общая мощность коровой части разреза здесь не более 2–2.5 км [41]. Мантийная часть последовательности сложена сильно серпентинизированными гарцбургитами с небольшими обособлениями дунитов. Видимая мощность гарцбургитов не превышает 100 м.

Нижнекорвая часть разреза включает расчлененный габбро-перидотитовый комплекс, сменяющийся расслоенным оливиновым габбро, выше которого располагаются габбро с отчетливой плоскостной ориентировкой минеральных зерен. Пластовые тела (силлы?) плагиоклазовых дунитов, меланотроктолитов и верлитов, переслаивающиеся в нижнем комплексе с оливиновым габбро, считаются интрузивными по отношению к последним. Собственно габбровую серию относят к более ранним продуктам кристаллизационной дифференциации толеит-базальтовой магмы. Мощность этой части разреза не более 500 м.

Выше лежащий комплекс параллельных даек, имеющий мощность 1–1.5 км, перекрыт слоем пиллоу-лав, мощность которого меняется от 250 до 500 м. По химическому составу и геохимическим критериям дайки и лавы отвечают типам толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (от N-MORB до E-MORB). Связь всех пород коровой части разреза с мантийным источником срединно-океанических толеитов доказывается данными по распределению в них изотопов Pb и Nd, причем по величинам отношений  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  эти породы наиболее близки базальтам коры Индийского океана [41]. Эти же данные указывают на сходство офиолитов о-ва Масира и Омана, которые отличаются по указанным параметрам от офиолитов Тетиса (например, от пород массивов Троодос, Анталья и Вуринос).

Разрез осадочных и вулканогенных пород, перекрывающих толеитовые пиллоу-лавы нижнего покрова, был сформирован в интервале времени от титона до конца маастрихта (см. рис. 2).

В верхнем покрове, во многом отличном от нижнего (см. рис. 2), зафиксирован ряд дополнительных особенностей офиолитов о-ва Масира. Гарцбургиты основания разреза и его нижнекорвая часть прорываются здесь интрузиями габбро-долерит-гранитной серии. Исследование изо-

топных U-Pb и Sm-Nd параметров этих пород показало, что они имеют мантийный генезис [45]. Это же подтверждают и низкие величины отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в данных породах, варьирующие около 0.703. Ar/Ar возраст роговых обманок из пород данной серии равен 125–130 млн. лет, что очень близко к возрасту лав щелочно-базальтовой серии, залегающих на готерив-нижнебарремском уровне в разрезе осадочного чехла нижнего покрова [31]. Установлено также, что дайки второй генерации, достаточно часто встречающиеся в дайковом комплексе верхнего покрова, содержат бурую роговую обманку, связаны с интрузивными телами и, видимо, являлись подводными каналами для соответствующих эффузивных пород. Взаимосвязь рассматриваемых plutонических, субвулканических и эффузивных пород доказана и данными по распределению в них редкоземельных элементов.

Таким образом, несмотря на близкое соседство, офиолитовые разрезы Омана и о-ва Масира непохожи один на другой. В последнем регионе разрез существенно древнее и не содержит пород надсубдукционного генезиса, хотя мантийные части разрезов сложены гарцбургитами и в том, и в другом случае. Кроме того, вспышка щелочно-базальтового магматизма, в результате которой осложнилась структура и состав офиолитов о-ва Масира, произошла примерно 20 млн. лет спустя после формирования разреза срединно-океанического типа [38], в то время как в Омани временной разрыв между нижними и верхними пиллоу-лавами незначителен.

### Лигурия

Офиолиты данной области представляют собой реликты литосферы Лигурийско-Пьемонтского бассейна Тетиса [6], шарьированные на континентальную окраину в позднем мелу–эоцене во время коллизии микроконтинента Адрии с Европейской окраиной. После работ Г. Штейманна [59] именно в этом покровно-складчатом сооружении и возник термин “офиолит” или “триада Штейманна”. Аллохтонные комплексы офиолитов Внутренних и Внешних Лигурид отличаются по составу и тектоническому положению.

**Внутренние Лигуриды.** Здесь офиолиты располагаются в основании тектонического покрова, известного под названием “Супергруппа Вара”. Породы офиолитового комплекса перекрываются толщей осадочных образований верхней юры–эоцена, относимых к седиментационному заполнению океанического бассейна. Разрез офиолитов Внутренних Лигурид состоит из двух частей. В нижнюю часть входят лерцолиты (габброиды присутствуют в резко подчиненных объемах), а верхняя представлена базальтами типа MORB, офиолитокластовыми брекчиями и пела-

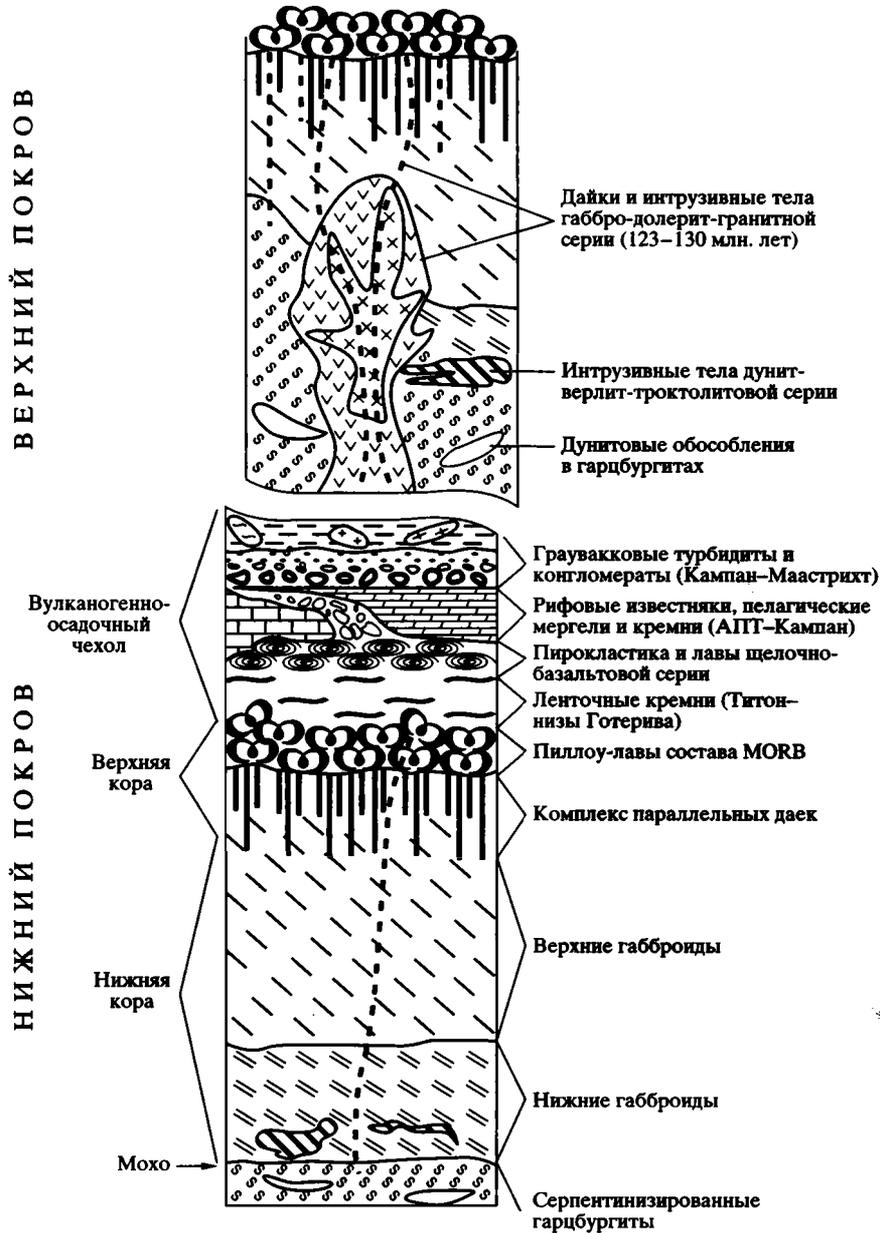


Рис. 2. Обобщенный литостратиграфический разрез офиолитов о-ва Масира (по данным [49], пояснения см. в тексте).

гическими осадками (радиоляритами), нижняя возрастная граница которых скользит от позднего бата до позднего титона [26] (рис. 3). Эти две части офиолитовой последовательности разделены горизонтом офикальцитов, которые, как полагают, возникли в процессе тектонического расчленения верхней части литосферы при раскрытии палеоокеанического бассейна [6, 8, 28, 61].

Лерцолиты заметно деплетированы в геохимическом отношении и рассматриваются как респитовая формация астеносферной мантии после выплавления из нее базальтовой магмы с характеристиками MORB. Изотопные параметры Sm и

Nd в клинопироксенах из лерцолитов позволяют говорить, что деплетирование произошло в ранней перми [52], или 290 млн. лет назад (граница карбона и перми).

Минеральные и структурные парагенезисы лерцолитов показывают, что условия деформаций в них постепенно менялись от высокотемпературных мантийных до низкотемпературных коровых. Считается, что смена деформаций происходила при подъеме мантийного диапира до того момента, когда в середине юры лерцолиты и габбро были выведены на дно Лигурийско-Пьемонтского бассейна и подверглись размыву.

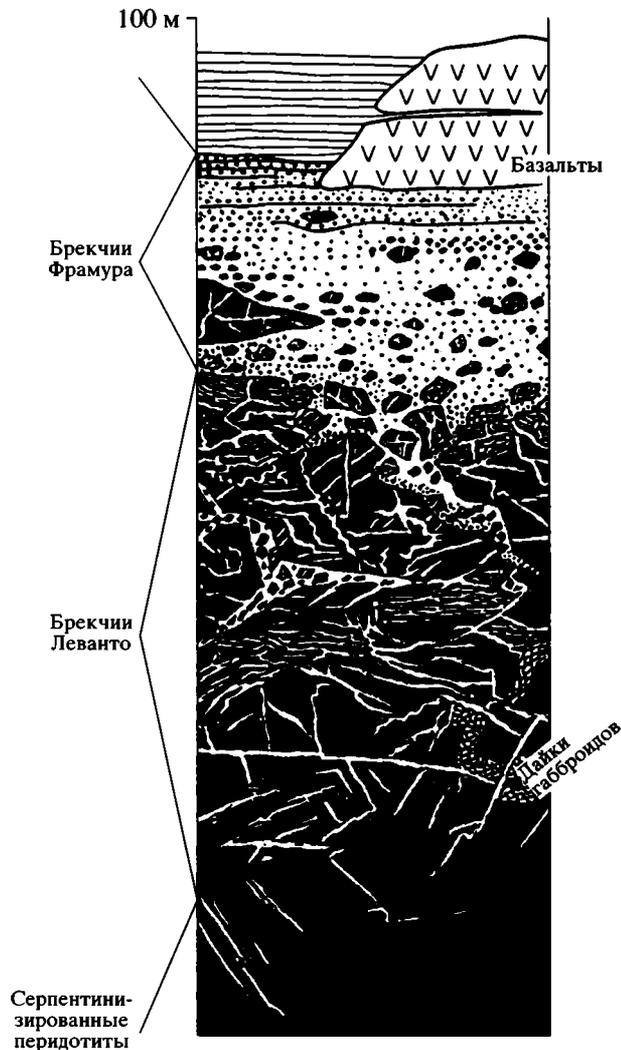


Рис. 3. Разрез офиолитов в зоне Леванто Внутренних Лигурид (по данным [61]), пояснения см. в тексте).

**Внешние Лигуриды.** Здесь фрагменты офиолитового разреза (лерцолиты, базальты типа MORB и пелагические осадки) совместно с породами континентальной коры присутствуют в виде олистоплак, олистолитов и обломков в полимиктовых брекчиях олистостромовой серии Казанова [37, 43] сеноман-туронского возраста. Внутри гигантских олистоплак этого комплекса местами сохранились довольно полные разрезы офиолитовой ассоциации.

Мантийные перидотиты Внешних Лигурид значительно менее истощены по сравнению с лерцолитами внутренних областей. Их Sm-Nd модельный возраст указывает, как минимум, на протерозойский этап дифференциации изотопной системы в подконтинентальной части Внешних Лигурид (Адрии) в условиях шпинелевой фации глубинности при температурах 1000°C [52]. Так же, как и во Внутренних Лигуридах, в лерцолитах

Внешних Лигурид запечатлена более поздняя последовательность переходов от шпинелевых к плагиоклазовым и далее к амфибол-содержащим минеральным ассоциациям, на которые наложена серпентинизация.

Во Внешних Лигуридах породы габбрового комплекса представлены гранулитам. Широко распространены также амфиболиты, возникшие по гранулитам в результате ретроградного метаморфизма. Изверженными протолитами основных гранулитов являются кумулятивные габбро-производные толеитовой магмы, кристаллизовавшейся в условиях гранулитовой фации глубинности, иными словами, в нижней коре [43]. Считается, что условия субсолидусного равновесия достигались при относительно высоких давлениях (7–8 кбар) и температурах (750–780°C) и что родоначальная магма была слегка обогащена LREE за счет контаминации коровым веществом, как это следует из данных по содержанию редких элементов в “первичных” клинопироксенах и плагиоклазах.

Изотопно-геохимические исследования габбро [43] позволяют оценить время их формирования в  $291 \pm 9$  млн. лет (Sm-Nd метод по плагиоклазам, пироксенам и валовой пробе породы), т.е. на границе карбона и перми. По результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода титанистый паргасит из деформированных габбро имеет возраст  $228 \pm 2$  млн. лет, что интерпретируется уже как результат поднятия и остывания пород в связи с растяжением и утонением коры в среднем-позднем триасе [43]. Следует отметить, что габброиды близкого возраста известны и в других районах этой части Лигурийско-Пьемонтского палеобассейна. Это габбро Маттергорна-Колоне и мощный расчлененный комплекс зоны Ивреа-Вербано (Мафический комплекс, 290–250 млн. лет по цирконам [50, 51]) и несколько более молодое габбро Фердоуз из покрова Маленко-Форно (поздняя пермь [44]).

Таким образом, можно констатировать следующее:

1. Офиолитовый комплекс Лигурийско-Пьемонтского бассейна как триада ультраосновных пород, габбро и базальтов возник в средней юре.

2. Этот комплекс сложен, как минимум, тремя группами пород, резко отличающимися по возрасту и по геодинамической обстановке формирования. К первой группе относятся лерцолиты, этап деплетирования которых происходил в перми, а предшествующая история формирования может быть очень древней. Ко второй группе пород относятся гранулитовые габбро, образовавшиеся в пермское время вблизи границы корамантия и впоследствии “содранные” с этого уровня в процессе рифтогенеза [50]. К третьей группе пород принадлежат не выдержанные по простиранию маломощные массивы габбро и тела толе-

итовых базальтов (MORB) средне-позднеюрского возраста.

3. В офиолитах Лигурии комплекс параллельных даек отсутствует. Типичны или отдельные дайки, или их редкие маломощные рои.

4. Характерно присутствие офикальцитовых брекчий.

Таким образом, формированию офиолитовой ассоциации Лигурид предшествовала длительная история, связавшая все члены разреза в единую триаду лишь в средней–поздней юре.

### Малый Кавказ

Офиолиты Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа являются редким примером фрагментов океанической литосферы Тетиса, формировавшихся с момента деструкции пассивной окраины Гондваны (поздний триас) до их обдукции на активную окраину Евразии (середина коньякского века). В последнем отношении (шарьирование на активную окраину) офиолиты Малого Кавказа коренным образом отличаются от массивов Периаравской дуги, обдуцированных на пассивную континентальную окраину. Автохтонный комплекс активной окраины представлен известково-щелочными сериями пород байоса–неокома [34].

В современной структуре Севано-Акеринской зоны офиолиты слагают два протяженных тектонических покрова. Нижний Вагазинский покров погребен в офиолитокластовом терригенном комплексе автохтона (сеноман–нижний коньяк). Второй Ипякский покров занимает верхнее положение в допозднеконьякской структуре этой части Малого Кавказа [34] (рис. 4). В обоих покровах нижняя часть офиолитового разреза сложена ультраосновными тектонитами (лерцолитами и гарцбургитами) [56]. Тектониты секутся поздне-триасовым габбро [2, 62], в состав которых входят различные породы расслоенного комплекса, а также изотропные габбро. История формирования вулканических комплексов Ипякского и Вагазинского покровов неодинакова.

В Ипякском аллохтоне восстанавливаются следующие геологические события.

**Карний–тоар:** деструкция поздне-триасовой части пассивной окраины Гондваны, сопровождаемая внедрением габбровых интрузий и их разрывом; формирование офиолитокластовых брекчий и покровов щелочных базальтов и роев диабазовых даек; срыв и обрушение блоков “сиалической покрывки”, сложенной зелеными сланцами и мелководными известняками [7]. **Средняя юра:** эпоха базальтового вулканизма и продолжение разрушения карбонатной платформы. **Келловей–сеноман:** с этого момента история формирования разных частей Ипякского покрова оказывается различной. В одной группе разрезов базальтовый (внутриплитный?) магматизм продолжается и без

перерыва сменяется в поздней юре щелочно-базальтовым магматизмом, а затем накоплением радиоляритовых (готерив–ранний сеноман) и флишевых (поздний сеноман–турон) серий. Все эти комплексы связаны между собой постепенными переходами (см. рис. 4).

В других частях Ипякского покрова конец средней юры знаменуется эпизодом внутриокеанических деформаций, которые сопровождались метаморфизмом и внедрением габбро-диоритовых интрузий [5]. Щелочные базальты поздней юры–неокома изливались после этого периода деформаций прямо на поверхность мантийных тектонитов. Вверх по разрезу базальты с постепенным переходом сменяются сначала радиоляритовыми, а затем и олистостромовыми сериями альба–турона. В отдельных разрезах здесь устанавливается еще один этап апт-сеноманских деформаций, который сопровождался возникновением эруптивных центров и формированием бимодальных и дифференцированных щелочных серий.

Разрез вулканических серий Вагазинского покрова относительно более прост. Его нижняя часть (средняя юра – нижняя часть верхней юры) сложена внутриплитными (?) вулканитами, близкими по составу к базальтам Ипякского покрова, и местами содержит гигантские блоки палеозойских и триасовых мелководных известняков. Верхняя часть (оксфорд–нижний мел) представлена породами дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серии (островодужной?), породы которой содержат радиоляритовые прослои и линзы коралловых известняков (гийоты?).

Таким образом, история образования офиолитов Севано-Акеринской зоны была очень длительной и сложной. Геодинамические обстановки формирования были разнообразны и менялись во времени и пространстве, возможно, в связи с особенностями движения плиты Тетиса в сторону Европейской активной окраины.

### Албания

Разрезы офиолитов Албании вскрыты в так называемой зоне Мирдита, протягивающейся с ССЗ на ЮЮВ на расстояние в 250 км. Офиолиты слагают два пояса – Западный и Восточный [5, 25, 40], отличающиеся по петрологическим, структурным и металлогеническим признакам. Возраст пород офиолитового комплекса в обоих поясах определяется как аален(?)–байосский по радиоляриям из радиоляритов, залегающих на породах офиолитового разреза. Эти радиоляриты несогласно перекрываются офиолитокластовой олистостромой (“меланж Мирдита”) и флишем Фирза (? поздний титон–валанжин) [24, 40].

Разрезы Западного пояса включают в себя (снизу вверх) мантийные лерцолит-тектониты, дунит-троктолит-верлитовую зону, плутоничес-

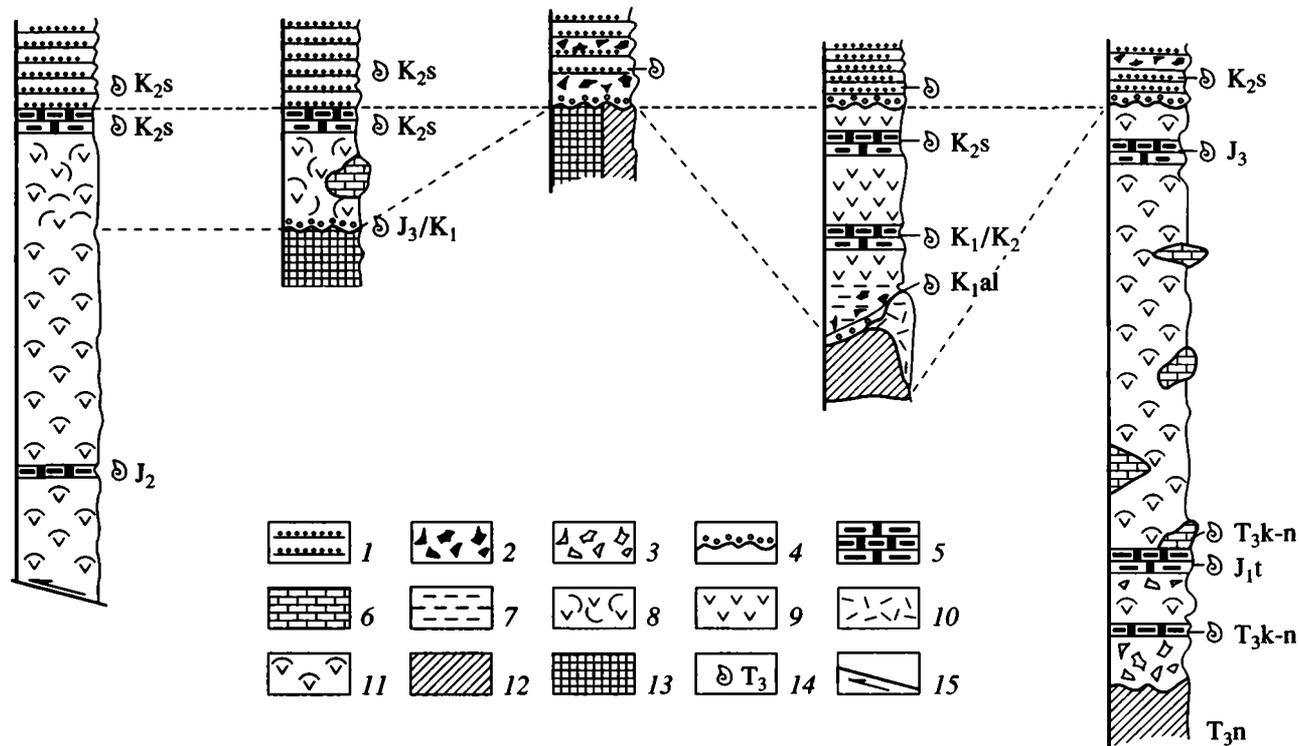


Рис. 4. Типы разрезов вулканогенно-осадочной серии Ипякского офиолитового покрова, Малый Кавказ [7, 50]: 1 – терригенный (в том числе офиолитокластовый) флиш; 2, 3 – офиолитокластовые: 2 – олистострома, 3 – брекчии; 4 – конгломераты; 5 – ленточные яшмы; 6 – мраморизованные известняки (глыбы); 7 – кремнистые пелиты; 8 – щелочные базальты; 9 – трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты; 10 – экструзии трахидацитов; 11 – преимущественно толеитовые базальты; 12 – габбро; 13 – лерцолиты, гарцбургиты; 14 – точки сбора фауны; 15 – подошва тектонической пластины.

кие габбро и Fe-габбро с редкими телами плагиогранитов. Комплекс параллельных даек здесь отсутствует, а экструзивная серия представлена высокотитанистыми базальтами типа MORB [21], (рис. 5).

В Восточном поясе мантийные тектонит-гарцбургиты прорваны плутоническими породами: дунитами, лерцолитами, вебстеритами и меланократовыми габбро-норитами. В небольшом количестве присутствуют троктолиты, изотропные габбро, кварцевые диориты и плагиограниты. Хромитовые прослои, гнезда и линзы, всегда ассоциирующиеся с дунитами, встречаются как в мантийных тектонитах, так и в нижней части кумулятов.

Экструзивная часть представлена комплексом параллельных даек андезито-базальтов, который сменяется вверх лавами базальтов, андезито-базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Эти породы относятся к низкотитанистой или, реже, к очень низкотитанистой (бонинитовой) серии, что сближает восточные разрезы с офиолитами Восточной провинции Тетиса (Вуринос, Троодос, Иран, Оман).

Считается [24], что офиолиты Западного пояса возникли в условиях океанского спрединга (вулканизм типа MORB), а офиолитовый ком-

плекс Восточного пояса образовался в надсубдукционной обстановке (вулканы андезитового состава и бониниты). Практическая синхронность формирования офиолитов обоих поясов и тот факт, что такой индикатор спрединга, как комплекс параллельных даек, в западной части зоны Мирдита отсутствует, но прекрасно развит в восточных массивах, нуждаются в весьма сложной геодинамической интерпретации.

## ОФИОЛИТЫ УРАЛИД

Офиолиты складчатой системы Уралид маркируют коллизивные события средне-позднепалеозойского времени, которые привели к закрытию океанического бассейна, разделявшего Европейскую, Сибирскую и Казахстанскую плиты [17, 55, 63 и др.]. Реликты коры этого бассейна были обдуцированы на восточную окраину Европейской плиты [10, 12, 14, 18, 19], а позднее их структура была осложнена меридиональной системой сдвигов. Наиболее полно сохранившиеся офиолитовые аллохтоны Урала включают мантийные, плутонические и дайковые комплексы, обычно разобщенные с самыми верхними вулканогенными сериями, что создает дополнительные

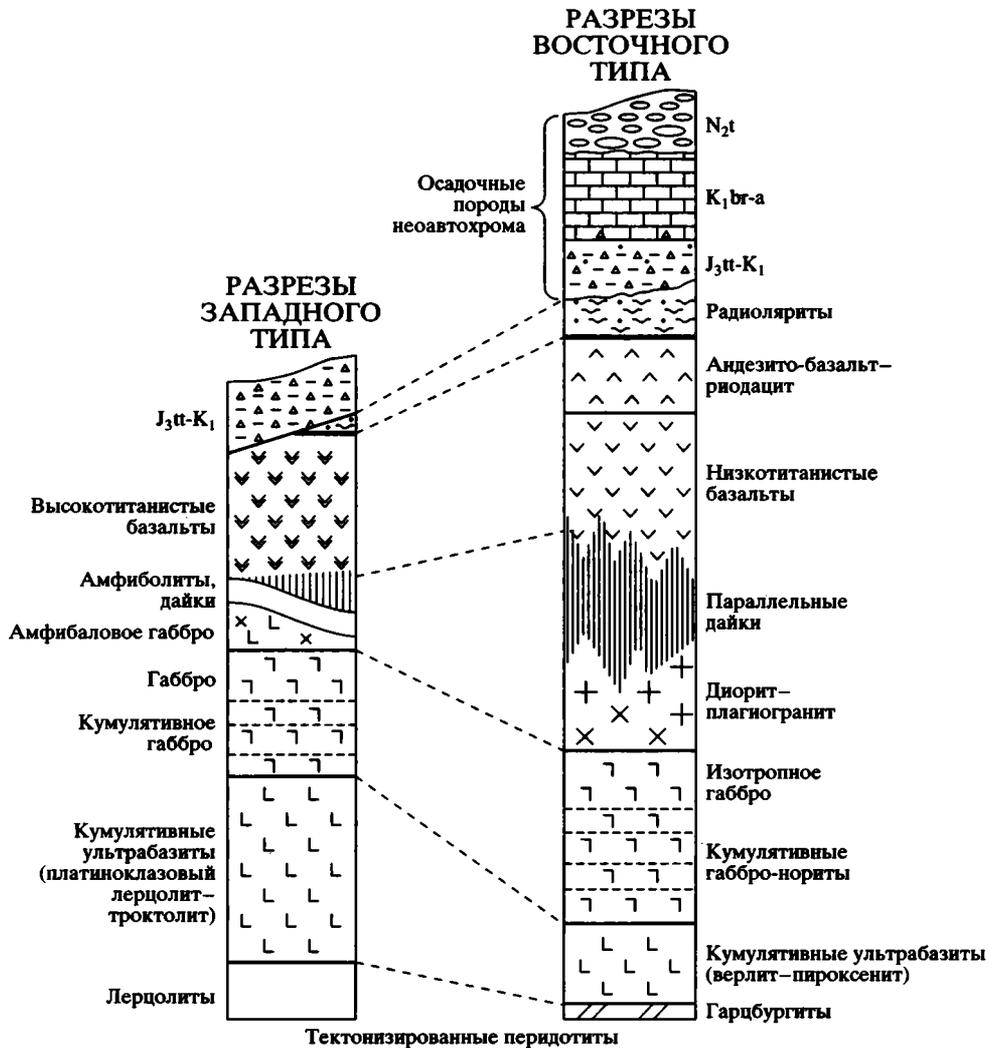


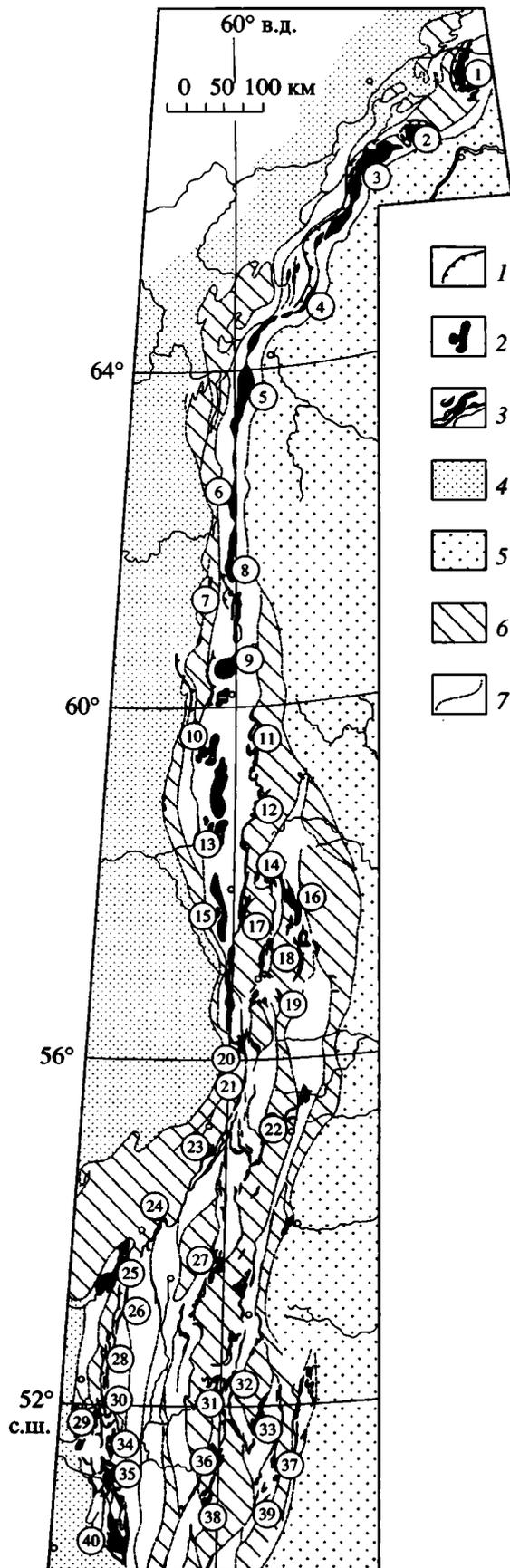
Рис. 5. Два типа офиолитовых разрезов в зоне Мирдита, Албания (по данным [3, 24]).

трудности для палеогеодинамических реконструкций. Офиолиты обнажены вдоль крупных тектонических швов, главный из которых отделяет край Восточно-Европейской платформы от Тагильской и Магнитогорской структурно-фациальных зон (рис. 6). Такое положение характерно для офиолитов Полярного Урала (массивы Сыумкеу, Райиз и Войкаро-Сыньинский) и для крайних аллохтонов Южного Урала (Карталинский, Шайтантауский, Медногорский, Кокпектинский массивы во фронтальной части Сакмарской зоны; Хабарнинский, Кемпирсайский и Даульский массивы в ее тылу). Кроме того, сравнительно небольшие крутопадающие линзовидные тела офиолитов (массивы Нурали, Миндяк и др.) вскрыты непосредственно в зоне Главного Уральского разлома, а массивы Крака шарьированы далеко на запад и образуют основную часть огромного аллохтона в Зилаирском синклинии [12, 19, 20]. Этот аллохтон с зоной серпентинитового мелан-

жа в основании надвинут на среднеордовикские-верхнедевонские породы осадочного чехла платформы. Фрагменты метаморфизованных офиолитов присутствуют также на Северном и Среднем Урале.

### Южный Урал

Массивы Нурали, Миндяк и Кракинские, особенно, массив Средний Крака, характеризуют в этом сегменте Урала офиолитовые разрезы лерцолитового типа. Основной объем их разрезов составляют мантийные реститовые перидотиты, мощность которых достигает 5–7 км. Разрезы наращиваются вверх породами полосчатой дунит-верлит-пироксенитовой серии (мощность около 0.5 км) и далее мелкозернистым роговообманковым габбро и габбро-диабазам, иногда сменяющимися габбро-диоритами (рис. 7). Важнейшие особенности этих комплексов пород охарактери-



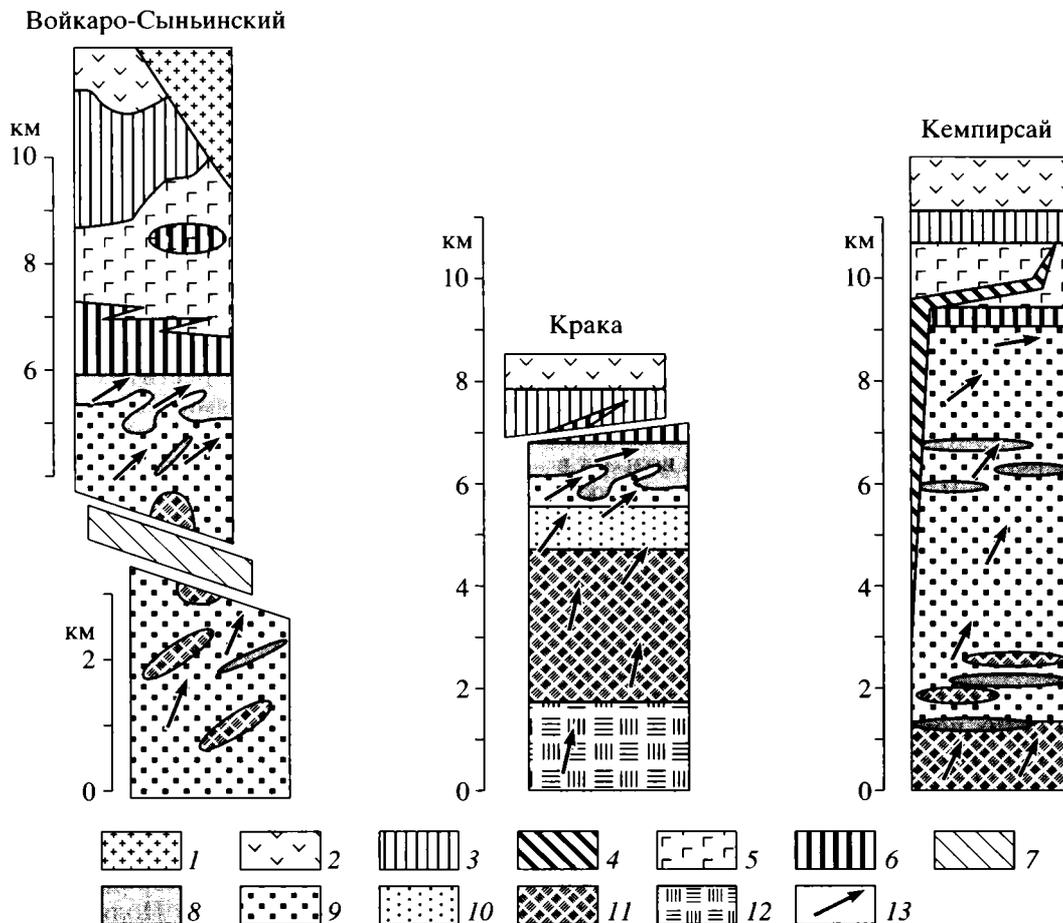
зованы во многих работах [например, 11, 19, 20], результаты которых можно подытожить следующим образом.

Для реститовых перидотитов, в основном лерцолитов, типична слабая степень истощения, но к контакту с породами полосчатого комплекса она увеличивается. Это выражено в параллельном росте хромистости и железистости аксессуарных хромшпинелидов с одновременным снижением содержаний  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  в пироксенах данных пород. Отчетливые следы субсолидусных пластических деформаций в реститах выражены складками течения. Минеральная линейность в лерцолитах ориентирована параллельно шарнирам этих складок и резко меняется в гарцбургитах и дунитах, становясь параллельной зоне контакта реститов с породами полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса явно магматического происхождения.

Кумулятивные габброиды в рассматриваемых массивах отсутствуют. Верхние габбро (включая габбро-диориты), пространственно связанные с ультрамафитами, имеют мощность около 50–100 м и своеобразны по составу. Эти мелкозернистые роговообманковые габбро и габбро-диабазы содержат апатит, титаномагнетит, иногда циркон и интродуцируют породы полосчатого комплекса, а иногда и реститы. Для габбро-диоритов из меланжа, граничащего с Нуралинским массивом, U-Pb возраст по цирконам был оценен в 399 млн. лет. Исследование гранатовых пироксенитов Миндякского массива тем же методом показало, что минимальный возраст кристаллизации ядер цирконов равен 467 млн. лет [56], а метаморфизм, вы-

Рис. 6. Схема размещения офиолитовых и зональных ультрамафит-габбровых массивов Урала.

1 – метаморфиты в подошве офиолитовых аллохтонов и в сутурных зонах; 2 – ультрамафит-габбровые массивы Платиноносного пояса; 3 – офиолитовые массивы среди палеозойских вулканогенно-осадочных отложений; 4 – чехол Восточно-Европейской платформы; 5 – чехол палеозойской Западной Сибири и Казахстана; 6 – породы докембрийского основания Восточно-Европейской платформы и гранито-гнейсовые блоки (в том числе с палеозойскими чехлами и гранитоидами) в структуре Уралид; 7 – границы структурно-формационных зон. Номера массивов: 1 – Сьумкеу, 2 – Райиз, 3 – Войкаро-Сыньинский, 4 – Хосаят, 5 – Хорасюр, 6 – Ялпингнер, 7 – Салатим, 8–10 и 12, 13, 15, 21 – массивы Платиноносного пояса, 11 – Серов, 14 – Восточно-Тагильский, 16 – Алапаевский, 17 – Нейвинский, 18 – Режевский, 19 – Ключевской, 20 – Уфалейский, 22 – Чибаркуль, 23 – Нурали, 24 – Миндяк, 25 – Кракинские, 26 – Абзаковский, 27 – Куликовский, 28 – Сакмарский, 29 – Медногорский, 30 – Байгускарковский, 31 – Айдырлинский, 32 – Джетыгаринский и Могутовский, 33 – Шевченковский, 34 – Халиловский, 35 – Хабарнинский, 36 – Подольский, 37 – Аккгаринский, 38 – Кнембайский, 39 – Бурьткальский, 40 – Кемпирсайский.



**Рис. 7.** Схематизированные разрезы офиолитовых массивов Урала.

1 – тоналиты; 2 – подушечные базальты; 3 – диабазовые дайки, габбро-диабазы; 4 – дайки, силлы и жилы пироксенитов, габбро-норитов и амфиболовых (флогопитовых) габбро; 5 – расслоенное габбро, габбро-нориты, оливинное габбро и роговообманковое габбро; 6 – полосчатые, линзовидно-полосчатые и такситовые клинопироксениты, верилиты, дуниты и троктолиты; 7 – амфибол-оливиновые и антигорит-оливиновые сланцы и массивные породы; 8 – дуниты; 9 – гарцбургиты; 10, 11 – деплетированные лерцолиты: 10 – плагиоклазовые, 11 – шпинелевые; 12 – слабо деплетированные высокоглиноземистые шпинелевые лерцолиты; 13 – траектория линейности, маркирующая ориентировку субсолидусного пластического течения мантийных тектонитов.

званный образование внешних кайм кристаллов циркона, происходил  $410 \pm 5$  млн. лет назад [16]. Эти датировки близки к возрасту  $414 \pm 4$  млн. лет, полученному по Sm-Nd изохроне “порода–гранат” [57]. Таким образом, можно считать, что образование плутонических пород массивов происходило в среднем ордовике, а их последующие преобразования имели место на границе силура и раннего девона.

К востоку от лерцолитовых массивов подушечные базальты и ассоциирующие с ними кремнистые сланцы среднего ордовика (?), а также силурийские базальтовые порфириды и фтаниты участвуют в строении серпентинитового меланжа [15]. Цемент меланжа образуют тектонизированные серпентиниты по гарцбургитам. Кроме того, в меланже присутствуют довольно крупные блоки гарцбургитов и пород дайкового комплек-

са. Дайковые породы пространственно связаны с базальтами и кремнями поляковской свиты нижнего–верхнего ордовика [13]. Общий состав пород в зоне меланжа позволяет предполагать, что она возникла при тектонической дезинтеграции массивов гарцбургитового типа.

Кемпирсайский массив на Южном Урале (см. рис. 7) может быть отнесен к лерцолит-гарцбургитовому типу, довольно редкому на Урале. Мантийная часть его разреза мощностью до 9 км включает гарцбургиты, дуниты (в том числе энстатитсодержащие) и лерцолиты с соотношением лерцолит/гарцбургит примерно 1/7 [17]. Выше располагаются расслоенные кумулятивные оливинные габбро, троктолиты (около 500 м), плагиоклазовые дуниты и более редкие плагиоклазовые верилиты (около 200 м). Верхние изотропные габбро вместе с комплексом параллельных

диабазовых даек первой генерации имеют мощность около 500 м. Завершают разрез среднеордовикские подушечные лавы состава MORB, содержащие прослойки кремней, и гипабиссальные тела базитов (в основном дайки) второй генерации, которые часто содержат амфибол и/или флогопит и отвечают по составу дифференцированной дунит-верлит-пироксенит-габбровой серии [17]. В этом массиве умеренно деплетированные лерцолиты совмещены через зоны высокотемпературных бластомилонитов с деплетированными гарцбургитами, и процесс более позднего (синдеформационного) частичного плавления, охватив совмещенные домены, создал единый профиль их деплетирования. Для минералов двух образцов лерцолитов получен Sm-Nd изохронный возраст  $487 \pm 54$  млн. лет [Савельева и др., неопубликованные данные]. Глиноземистые каймы вокруг высокохромистых ядер хромшпинелидов интерпретируются как результат взаимодействия рестита с инъекциями глубинного расплава, которые сформировали дайки с роговой обманкой и флогопитом, секущие реститы и оливиновое габбро. Возраст, определенный U-Pb методом для цирконов из этих пород, равен  $420 \pm 10$  млн. лет (поздний силур). Полученные датировки говорят о длительной и сложной истории формирования офиолитов Кемпирсайского массива.

Общие вариации химического состава плутонических, гипабиссальных и эффузивных пород рассмотренных массивов лерцолитового или лерцолит-гарцбургитового типов отвечают толеитовому тренду дифференциации базитовых магм [20]. В то же время между теми и другими есть определенные геохимические различия. Так, реститовые перидотиты Кемпирсайского массива характеризуются очень низкими концентрациями R3Э и U-образной кривой их распределения, в то время как верлиты и пироксениты Нуралинского массива сильно обеднены легкими R3Э даже по сравнению с гарцбургитами. Расслоенные оливиновые габбро Кемпирсайского массива обнаруживают характер распределения R3Э, типичный для кумулятов магматических камер [20]. В отличие от них для габброидов Нуралинского массива характерны сглаженные кривые распределения R3Э, типичные для вулканитов, что отвечает модели кристаллизации мелких порций расплава в камерах внедрения. Для лав и даек Кемпирсайского массива обнаружены кривые распределения R3Э, характерные для нормальных и переходных типов MORB.

### Полярный Урал

Офиолитовые массивы Полярного Урала (Войкаро-Сыньинский, Райиз и Сыумкеу) относятся к гарцбургитовому типу и отличаются от массивов Южного Урала большей степенью исто-

щения мантийных реститов, обнаруживающих следы многократной и глубокой структурно-вещественной переработки. Их разрезы (см. рис. 7) включают реститовые мантийные тектониты, в основном гарцбургиты и дуниты (4–6 км), дунит-верлит-пироксенитовый комплекс (0.5–1.0 км), плутонические габброиды (до 1.0 км), параллельные диабазовые дайки (0.3–0.7 км) и фрагменты толщ пиллоу-лав [14, 18, 19]. В мантийной части разреза резко преобладают гарцбургиты, дуниты слагают до 20% от ее объема, а лерцолиты встречаются в виде отдельных включений. Петрологическая истощенность реститов подтверждается низкими концентрациями CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гарцбургитах, содержащих не более 1.5% необластов диопсида, присутствием в них высокохромистых хромшпинелидов, а также составом энстатитов с низкими содержаниями алюминия, кальция и хрома (см. рис. 7).

В гарцбургитах четко проявлены структуры субсолидусного пластического течения в сочетании с признаками хрупких деформаций и вязких сколов. Складки течения, дешифрируемые по метаморфической полосчатости, плоскостным структурам и линейности, характерны для всего гарцбургитового разреза. Сдвиги, смещающие полосчатость гарцбургитов, “залечены” дунитами или пироксенитами. Обилие следов высокотемпературных хрупких деформаций, развивавшихся синхронно с пластическим течением пород, резко отличает гарцбургитовые разрезы Полярного Урала от южных лерцолитовых массивов. Протогранулярные, реже порфирокластические микроструктуры гарцбургитов характеризуются четкими максимумами ориентировки оптических осей оливина и системами внутрикристаллического скольжения [100](010) и [100]{0kl}. По данным термо- и барометрии температура процесса деформаций снижалась от 1190 до 890°C, а давление от 7 до 5 кбар. Эти данные позволяют предполагать, что деформации проходили в области частичного плавления и далее сопровождали формирование магматических камер на верхнем уровне литосферы.

Для полярноуральских офиолитов характерны явные признаки взаимодействия горячих реститовых гарцбургитов с просачивающимся базальтовым расплавом, которые выражены: (а) локальным развитием гарцбургитов, импрегнированных диопсидом (изредка плагиоклазом) и превращенных, таким образом, во вторичные лерцолиты; (б) широким развитием пироксенитовых и габбровых даек, секущих гарцбургитовую полосчатость. В южноуральских офиолитах лерцолитового типа ничего подобного нет.

Внедрения базитовых магм происходили в две стадии, которые разделены во времени метаморфическим событием, что доказывается присутствием ксенолитов метаморфизованных гарцбургитов и верлитов в роговообманковых габбро. На

ранней стадии формировались полосчатые кумулятивные габбро, габбро-нориты и дунит-верлит-клинопироксенитовая серия основания нижнекоревой части разреза. Поздней стадии отвечают комплекс мелких интрузий габброидов и диабазовых даек с закаленными контактами, образующих рои или параллельные дайки. Среди этих интрузивных тел наблюдаются скрины верлитов, пироксенитов и метагарцбургитов. В верхах разреза диабазовых даек присутствуют жилы, штокверки и небольшие тела плагиогранитов. Таким образом, данные породы внедрялись в реститы и породы раннего базитового комплекса после и, частично, в ходе хрупко-пластических деформаций и гидратации ультрамафитов.

Геохимическое исследование пироксенитов, верлитов, габбро и диабазов показало, что по сравнению с N-MORB они заметно обеднены Y, Zr, Hf и Nb [54]. Общий характер распределения РЗЭ и других литофильных элементов указывает на то, что плутонические и дайковые породы ранней и поздней стадий кристаллизовались из магм, генерация которых могла происходить в очень деплетированном мантийном источнике, вероятно, располагавшемся над зоной субдукции. В терминах редкоземельной геохимии этот источник был более деплетирован, чем источник MORB.

Возраст образования габбро, пироксенитов и вебстеритов северной части Войкаро-Сыннинского массива оценен в  $387 \pm 34$  млн. лет (Sm-Nd эрорхрона; см. [58]). Стадия интегрирования офиолитов в коллизионную систему аллохтонов фиксируется внедрением тоналит-диоритовых интрузий (Rb-Sr возраст  $395 \pm 5$  млн. лет), возрастом метаморфических пород в подошве аллохтонов [42], а также появлением обломков офиолитов и тоналит-диоритов в предэйфельских конгломератах [14, 21].

Подводя итоги всему вышесказанному, можно говорить о том, что в палеозойских офиолитовых ассоциациях Урала особенно полно представлены мантийные, плутонические, а в ряде случаев и дайковые комплексы. На Урале, как и в Альпийской зоне, основание офиолитовых последовательностей слагают мантийные тектонит-периодиты – реститы вещества верхней мантии, деплетированные в различной степени. Состав реститов позволяет выделять здесь лерцолитовый, гарцбургитовый и реже встречаемый лерцолит-гарцбургитовый типы разрезов. Все мантийные ультрамафиты несут следы глубокой высокотемпературной переработки и остаточных проникающих (penetrative) деформаций, время возникновения которых нам, по существу, неизвестно. Можно только предполагать, что значительная часть этих деформаций происходила в ходе частичного плавления вещества мантии, и при этом важно то, что проникающие деформации совершенно не затрагивают коровые комплексы пород.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Выше мы постарались показать, что в существующих классификациях офиолитовых последовательностей используются разные принципы (структурный, петролого-геохимический, регионально-геологический) дающие неоднозначные ответы на вопросы об объеме коровой части офиолитового разреза и о его естественной верхней границе. Суть проблемы заключается в том, что термин “офиолит” с момента его рождения подразумевал под собой сложную ассоциацию пород, возникших в разных геологических условиях (например, габбро и радиолариты). Ситуация еще более усложнилась, когда стало ясно, что ультраосновные породы разрезов соответствуют мантийным тектонитам, т.е. породам, испытывавшим метаморфизм, но не прошедшим полного плавления. В поисках решения проблемы стало применяться понятие “геодинамические обстановки” формирования офиолитов с подразделением их на рифтогенную, спрединговую, островодужную и другие, в частности, на специфическую обстановку “спрединга над зоной субдукции”. На основании состава и строения коровой части офиолитовой ассоциации, а в ряде случаев и состава мантийных реститов [46], стали выделяться офиолиты, возникшие в зонах быстрого и медленного спрединга. Однако геодинамические принципы вряд ли могут служить классификационной основой, так как само понятие “геодинамическая обстановка” зачастую трактуется различно. Кроме того, в большинстве известных авторам примеров, геологически единый офиолитовый разрез формируется в нескольких последовательно сменявшихся обстановках.

Рассмотренные в данной работе типы офиолитовых разрезов, конечно, не исчерпывают всего их возможного и известного разнообразия, но они специально подобраны так, чтобы показать, что это разнообразие изначально и отражает именно специфику и определенную последовательность геодинамических обстановок, в которых был сформирован тот или иной разрез.

Если внутри офиолитовой последовательности выделять ее мантийную (ультраосновные тектониты), нижнекоровую (комплекс плутонических габброидов) и верхнекоровую (дайки, базальтовые лавы и ассоциирующие осадки) части, то можно легко увидеть, что две последних характеризуются наибольшей пестротой состава и широкими вариациями геологических соотношений между слагающими их комплексами пород. Напротив, состав мантийных частей разрезов значительно проще, поскольку основная их часть слагается тектонизированными лерцолитами и гарцбургитами, причем одна из этих групп пород очень часто преобладает в объемном отношении над другой и остальными ассоциирующими ультрабазитами. Это обстоятельство, подмеченное

еще в 70-х годах, и было положено в основу подразделения офиолитов на лерцолитовый и гарцбургитовый типы [46, 47]. С формальной точки зрения такой подход к типизации (классификации) кажется, на первый взгляд, достаточно оправданным, но он, как будет показано ниже, не решает сути проблемы.

Прежде всего, данный подход к классификации офиолитовых последовательностей, взятый целиком, правомерен только в том случае, когда предполагается петрогенетическая взаимосвязь мантийной и коровых частей классифицируемых разрезов, что, по существу, в нем изначально и подразумевалось. Посмотрим, есть ли для этого достаточные основания.

Например, в рассмотренном примере офиолитов лерцолитового типа Внутренних Лигурид (см. рис. 3) офикальциты, развитые на поверхности серпентинизированных лерцолитов (брекчии Леванто), перекрыты горизонтом явно осадочных брекчий Фрамура, выше которых без стратиграфического перерыва, а иногда и с переслаиванием залегают потоки толеитовых базальтов (MORB) и пелагические осадки верхов келловей-низов оксфорда [26]. Несмотря на полное отсутствие комплекса "дайка в дайке" и незначительное развитие габброидов, разрез этот стратиграфически непрерывен и характеризует весьма своеобразную историю формирования ложа Лигурийско-Пьемонтского палеоокеана. Дело в том, что петроструктурные особенности перидотитов из данного разреза указывают на их подъем к поверхности с глубины порядка 25 км [43], а изотопно-геохимические данные говорят о том, что процессы деплетирования мантийного вещества в обсуждаемом регионе начались в ранней перми [52]. Все следы деформаций, зафиксированные в лерцолитах, отвечают пермско-триасовой (?) стадии внутриконтинентального рифтогенеза, после которой в юре денудированные породы мантии были выведены на дно бассейна. Далее поверхностный горизонт офикальцитов перекрылся офиолитокластовой брекчией, и только затем образовался базальтовый слой и отложились пелагические осадки верхов келловей – низов оксфорда [26].

Совершенно иные обстановки формирования зафиксированы в офиолитах Омана, которые, как и другие офиолитовые массивы Перирабской офиолитовой дуги, принадлежат к гарцбургитовому типу. Последовательность комплексов пород в Оманском разрезе (см. рис. 1) отвечает классическому определению, данному на Пенроузской конференции, и была сформирована за относительно короткий промежуток времени (альб-сенман) в условиях быстрого спрединга. В данном случае большая мощность плутонической и вулканогенной частей разреза в целом согласуется со значительной степенью деплетированности мантийных гарцбургитов основания. Однако ха-

рактер границы кора/мантия в Оманском разрезе весьма своеобразен, вдоль нее наблюдается сложное переслаивание пластин мантийных и коровых пород, запечатлевших отчетливые следы высокотемпературного пластического течения вещества [46]. Не исключено, что здесь проходила зона тектонического расслоения литосферы, масштаб горизонтального перемещения внутри которой нам неизвестен.

Историю формирования Оманского разреза можно разделить на три этапа. На первом, геодинамическая обстановка которого нам, по сути дела, неизвестна, были сформированы мантийные гарцбургит-тектониты. Ко второму этапу спрединга относится образование расслоенных габбро, комплекса диабазовых даек и тесно связанных с ними базальтов и андезито-базальтов формации Геотаймс. Присутствие последних позволяет многим исследователям предполагать уже на данном этапе возникновение геодинамической обстановки спрединга над зоной субдукции. Наконец, на третьем этапе внутриокеанического рифтинга возникли дифференцированные и щелочные серии формаций Ласайл и Аллей, залегающие со структурным несогласием на породах формации Геотаймс.

Таким образом, формирование офиолитовой последовательности Омана происходило, как и в Лигурии, при последовательной смене геодинамических обстановок. К аналогичному выводу приходят и исследователи офиолитов о-ва Масира [49] и Албании [24], где офиолитовые последовательности так же непрерывны и полны, как в Омане. Офиолитовый разрез о-ва Масира, расположенного неподалеку от Омана, начал формироваться в титоне, т.е. значительно раньше. Затем в готериве-барреме океаническая литосфера соответствующего палеобассейна претерпела стадию внутриокеанического рифтогенеза, сопровождающуюся щелочным вулканизмом, интрузиями пород габбро-долерит-гранитной серии и подъемом блоков океанской коры до уровня моря, в результате чего на них отложились мелководные карбонатные осадки, несогласно перекрывшие более древние породы [31]. Соответственно, расположенные по соседству офиолиты Омана и о-ва Масира имеют разную структуру и состав коровых частей разрезов, но один и тот же гарцбургитовый состав мантийных тектонитов.

Другую ситуацию мы видим в Албании, где в единой тектонической зоне Мирдита совмещены офиолитовые массивы, имеющие разный состав и коровых, и мантийных частей разрезов. В западном секторе зоны это массивы лерцолитового типа с редуцированной нижнекоровой частью и толеитовым вулканогенным комплексом (MORB), тогда как в восточных массивах гарцбургитового типа плутоническая часть разрезов значительно мощнее и сложнее по составу, а вулканический

комплекс сложен андезитами с подчиненными прослоями базальтов, дацитов и бонинитов (см. рис. 5). Такая разница в составе позволяет считать, что базальты западных разрезов возникли в условиях срединно-океанического спрединга, а вулканы восточных разрезов были сформированы синхронно в обстановке “спрединга над зоной субдукции”.

Еще более сложным строением обладает Ипякский покров офиолитов Малого Кавказа (см. рис. 4). Последовательность и состав коровых пород в отдельных его частях отражают длительный период формирования всего офиолитового комплекса (поздний триас–ранний мел), многочисленные перерывы в истории его образования и широкое разнообразие состава вулканических пород. Кроме того, в составе мантийной части разреза здесь присутствуют и лерцолиты, и гарцбургиты. Габброидные серии офиолитов Малого Кавказа достаточно представлены, что делает их похожими на соответствующие комплексы пород офиолитов Омана. Однако мантийные перidotиты и габброиды перекрыты в данном случае своеобразными тектоно-осадочными брекчиями Лигурийского типа, которые наряду с обломками ультраосновных пород, габбро и диабазов содержат также кластику дацитов и метаморфических пород сиалического облика, переслаиваясь с горизонтами щелочных базальтов [7, 34].

Мантийные разрезы офиолитов Полярного Урала, где преобладают деплетированные гарцбургиты со следами многих субсолидусных деформаций, неоднократно импрегнировались базальтоидными расплавами, что вызывало вещественные преобразования в реститах. Жилы пироксенитов и габброидов нескольких поколений, залегающие в реститах, формировались на разных стадиях подъема мантийного диапира. Возникновение зон высокотемпературных хрупких деформаций, служивших путями миграции базальтоидного расплава и флюидов, сочеталось или чередовалось во времени с образованием складок высокотемпературного пластического течения. Те и другие деформации развивались поэтапно, сначала в области частичного плавления в верхней мантии, а затем в верхних горизонтах литосферы при образовании магматических камер на стадии спрединга. Определить, какой из этих этапов отвечает времени формирования тех или иных пород в коровой части офиолитового разреза, пока не представляется возможным.

Разрезы с лерцолитовым типом мантийных реститов характеризуются на Урале слабой степенью истощенности мантийного протолита и высокоградиентным профилем его деплетирования. В этих разрезах переходная дунит-верлит-пироксенитовая и габбровая серии имеют малые объемы и простое строение, а дайковые рои немногочисленны. Формирование таких разрезов

связывается с подъемом короткоживущего мантийного диапира, который генерировал сравнительно небольшие объемы базальтоидных магм, выведившихся в область дилатансионной декомпрессии. Незначительное развитие высокотемпературных крупных деформаций и тот факт, что векторы пластического течения в лерцолитах резко меняют направленность в предполагаемой краевой и “промытой” расплавами области диапира, означают, как предполагается, кратковременность режима магмогенерации [19].

Как можно видеть, сравнение даже ограниченного числа офиолитовых разрезов Альпийского пояса и Урала показывает, что в большинстве случаев в них запечатлены следы формирования в нескольких последовательных геодинамических обстановках. В связи с этим вопрос о типизации и классификации офиолитов становится весьма сложным. Так, например, достаточно уверенно разделяя офиолиты Албании на “лерцолитовый” западный и “гарцбургитовый” восточный типы, мы одновременно можем говорить, исходя из состава коровых частей разрезов, что последние, вероятно, были сформированы над древней зоной субдукции, а первые – в обстановке срединно-океанического спрединга. В определенной мере аналогичное сочетание наблюдаемых литологических и подразумеваемых геодинамических характеристик можно увидеть, сравнивая офиолиты Омана и Лигурии. Однако данный подход абсолютно неприменим ни по отношению к офиолитам о-ва Масира, ни, тем более, к Ипякскому офиолитовому покрову Малого Кавказа, разрезы которого надо выделять в промежуточный лерцолит-гарцбургитовый тип, который известен и на Урале.

Таким образом, идея разделения офиолитов на лерцолитовый и гарцбургитовый типы, что, как полагают многие, тождественно их разделению на срединно-океанические и надсубдукционные типы ассоциаций, представляется нам весьма уязвимой. Кроме того, предположение о петрогенетической взаимосвязанности мантийных и коровых частей офиолитовых разрезов сомнительно еще и потому, что разделяющая их граница (петрологическое Мохо) имеет либо тектонический, либо интрузивный характер, а интенсивности тектоно-метаморфических преобразований выше и ниже нее совершенно несопоставимы. Например, как отмечалось выше, в зоне Леванто Лигурийских Альп лерцолиты из основания офиолитового разреза намного древнее лавового комплекса и были подняты к поверхности с глубины порядка 25 км, испытав сложную историю деформаций и метаморфизма. Они прорываются интрузивными телами и дайками габброидов, часть из которых, вероятно, является подводными каналами для лавовых излияний, венчающих разрез. Очевидно, что в данном случае лерцолит-

ты представляют собой вмещающие породы для интрузий и даек, но никак не родоначальный субстрат тех магм, которые сформировали интрузивные тела и извергались на дно Лигурийско-Пьемонтского бассейна. В некоторых случаях, в частности, для лерцолитов массива Альпе Арами в Швейцарии, допускается их подъем с гораздо более глубокого уровня (>300 км) при полном отсутствии следов магмообразования в интервале глубин, характеризующем уровни зарождения магм под зонами спрединга [29].

У исследуемой проблемы есть и другой аспект. Если рассматривать лерцолиты как мантийный рестит после выплавления магм состава MORB и считать, что гарцбургиты возникают при последующем деплетировании лерцолитов над зонами субдукции, то при такой интерпретации гарцбургиты основания офиолитового разреза Омана окажутся петрологически взаимосвязанными лишь с комплексом верхних андезит-дацитовых лав и их интрузивными комагматами. Связи остальных комплексов с мантией либо надо считать разрушенными каким-то тектоно-магматическим событием, либо находить реликтовые признаки таких связей в гарцбургитах. Иными словами, если в коровой части офиолитовых разрезов мы выделяем несколько петролого-геохимических комплексов пород, возникших в разных обстановках, то вся их совокупность вряд ли элементарна какому-то одному типу мантийных тектонит-перидотитов, залегающих в основании разреза.

Изложенные выше факты и соображения могут указывать на то, что процессы истощения (деплетирования) мантийного (изначально лерцолитового?) субстрата офиолитовых разрезов могут быть и не связанными с фанерозойским этапом развития тех складчатых областей, в которых они находятся, о чем в свое время говорил и Р. Колман [9]. В таком случае лерцолиты и гарцбургиты, залегающие в основании офиолитовых разрезов, могут отражать, по крайней мере частично, и реликтовую докембрийскую неоднородность мантийного вещества.

Еще один момент, тесно связанный с обсуждаемой проблемой, состоит в том, что необходимо определить единые принципы установления нижней и верхней границ классифицируемых объектов. В отношении первой вопрос решается достаточно однозначно: она, очевидно, соответствует тектонической границе, проходящей в основании мантийных тектонит-перидотитов, однако решить этот вопрос в отношении второй значительно труднее. Например, проводя верхнюю границу офиолитового разреза о-ва Масира по подошве чехла осадков над толеитовыми пиллоу-лавами, мы исключаем из его состава не только сами осадки, но и верхние горизонты субщелочных лав, плутонические комагматы кото-

рых присутствуют в нижнекоровой части разреза (см. рис. 2). Использование этого же принципа для офиолитов Лигурии и Малого Кавказа сталкивает нас с неопределенностью другого рода, поскольку здесь офиолитокластовые брекчии и конгломераты залегают в частных разрезах не только в основании осадочного чехла, но появляются и на более глубоких уровнях, отделяя вулканогенно-осадочные комплексы от ультрабазитов и плутонических габбро. Близкие проблемы возникают и при определении верхней возрастной границы офиолитовых серий Среднего и Южного Урала, где разные авторы проводят ее и внутри ордовика, и в силуре, и в девоне.

Заканчивая обсуждение проблем классификации (типизации) офиолитовых последовательностей, мы должны заметить, что литологические различия между ними могут быть обусловлены, во-первых, неодинаковыми условиями формирования первоначальных разрезов, во-вторых, последующим усложнением их строения и состава в результате смены геодинамических обстановок, и, в-третьих, дальнейшей тектоно-метаморфической историей возникших ассоциаций пород. Очевидно также, что, если последняя была длительной и напряженной, изначальный разрез может быть не только видоизменен и редуцирован, но и полностью дезинтегрирован до состояния серпентинитового меланжа или офиолитокластовой олистостромы.

Подводя итоги дискуссии, следует подчеркнуть следующие основные выводы.

1. Определение термина офиолит, данное Пенроузской конференцией, позволяет применять это понятие к соответствующим естественным ассоциациям горных пород, разрезы которых весьма разнообразны по строению и вещественному составу. В этом отношении определение достаточно универсально.

2. Широко принятое подразделение офиолитов на лерцолитовый и гарцбургитовый типы не учитывает явного разнообразия в сочетаниях той или иной разновидности мантийных перидотитов с вышележащими интрузивными и вулканогенными породами их разрезов. Такое подразделение часто не соответствует типизации плутонических и вулканических комплексов офиолитов, основанной главным образом, на геохимических характеристиках пород. Кроме того, даже в пределах одной складчатой области мантийные реститы одного типа из разных массивов не идентичны по геохимическим параметрам и истории деформаций. Контакты между ними и коровыми комплексами либо интрузивные, либо тектонические (зоны деляминации литосферы), а в ряде случаев твердо установлено, что реститизация мантийного вещества начиналась намного раньше формирования верхних частей офиолитовых разрезов. В частности, лерцолиты Внешних Ли-

гурид, несомненно, сохраняют следы реликтовой докембрийской неоднородности мантии.

3. Достоверные реконструкции обстановок формирования офиолитов в конкретных складчатых областях должны учитывать геологические и петролого-геохимические особенности всей офиолитовой ассоциации, а не только отдельных комплексов ее пород. Для офиолитовых разрезов, рассмотренных в статье, такой всесторонний подход позволяет говорить о самых разных комбинациях конкретных геодинамических условий, которые оказали влияние на их формирование. Так, в ультрабазитовых комплексах основания всех разрезов обнаруживаются следы многостадийных деформаций и вещественных преобразований мантийных пород при их подъеме к поверхности, который происходил: либо в обстановке рифтогенеза на краю континентов (Лигурия, уральские массивы Нурали, Миндяк и ряд других), либо под зонами спрединга в океанах (Оман, о-в Масира, западный пояс зоны Мирдита в Албании, Кемпирсайский и ряд других массивов Южного Урала) или в задуговых и интрадуговых бассейнах (восточный пояс зоны Мирдита, Войкарский массив Полярного Урала). Существенным фактором формирования плутонических и вулканогенных комплексов, слагающих коровые части рассмотренных разрезов, был магматизм океанических спрединговых зон, однако в одних случаях он завершался переходом к обстановке спрединга над зоной субдукции, а в других – к развитию внутриплитного океанического магматизма (о-в Масира, Южный Урал). Литостратиграфическая последовательность коровых комплексов пород в офиолитовых покровах Омана еще сложнее и позволяет предполагать, что в процессе их формирования геодинамические обстановки за короткий период сменялись не только во времени, но и в пространстве. Гораздо более длительная, но не менее сложная последовательность магматических событий, развивавшихся в разных обстановках, зафиксирована в офиолитах Малого Кавказа, где сохранились и отчетливые свидетельства того, что переходы от одного типа магматизма к другому сопровождались деформациями коры океанического бассейна.

4. Таким образом, разнообразие офиолитовых ассоциаций определялось разными факторами, прежде всего, последовательной сменой геодинамических обстановок, в которых начинал формироваться и претерпевал структурно-вещественные трансформации тот или иной разрез. Характер смены обстановок был индивидуальным для каждой рассмотренной и, видимо, для многих других, если не всех, офиолитовых последовательностей. На наш взгляд, такое заключение вполне закономерно, так как даже одновозрастные офиолиты одного складчатого пояса или его сегмента могут характеризовать различные области мафи-

ческой литосферы палеобассейна, где смена геодинамических обстановок во времени и пространстве была не менее разнообразной, чем в современных океанах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 00-05-64224, 98-05-64059 и 98-05-64060.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л., Книппер А.Л. Офиолиты и геологическое строение восточного Омана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 3–22.
2. Богдановский О.Г., Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Злобин С.К., Пуховская В.М., Амалин Ю.В. Sm/Nd возраст габброидов толеитовой серии из офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Докл. АН СССР. 1992. Т. 327. № 406. С. 566–569.
3. Добрецов Н.Л., Богданов Н.А., Кодра А. Офиолиты Албании // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 56–75.
4. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985. С. 181–191.
5. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибилова Е.В. и др. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточной части оз. Севан // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 17–30.
6. Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное образование офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–66.
7. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые–нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
8. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31.
9. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
10. Перфильев А.С. Уральская геосинклиналь и развитие земной коры. М.: Наука, 1979. 188 с.
11. Перцев А.Н., Савельева Г.Н. Происхождение расчлененной дунит-верлит-пироксенитовой серии в офиолитах массива Нурали на Южном Урале // Петрология. 1997. № 5. С. 541–554.
12. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
13. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
14. Савельев А.А. Ультрамафит-габброидные ассоциации Войкаро-Сыньинского офиолитового масси-

- ва (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 3. С. 43–53.
15. Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
  16. Савельев А.А., Бибикова Е.В., Савельева Г.Н., Спадеа П., Перцев А.Н., Скэрроу Дж., Кириозова Т.И. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 1. С. 22–29.
  17. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.
  18. Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1980. С. 147–171.
  19. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
  20. Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А., Книппер А.Л., Спадеа П., Гаджеро Л. Офиолиты зон сочленения Уралид с окраинной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–117.
  21. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 158 с.
  22. Alabasted T., Pearce J.A., Mallick I.J., El Boushi I.M. The volcanic stratigraphy and location of massive sulfide deposits in the Oman ophiolite // Ophiolites. Ed. A. Panayiotou. 1980. Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1979. P. 751–757.
  23. Anonymous. Amer. Geol. Inst. Penrose field conference on ophiolites // Geotimes. 1972. Vol. 17. № 12. P. 24–25.
  24. Beccaluva L., Coltori M., Saccani E., Zeha F., Zeda O. Mid-oceanic ridge and suprasubduction affinities of the ophiolite belts of Albania // Ofioliti. 1994. Vol. 19. P. 77–96.
  25. Bortolotti Vol., Carosi R., Kodra A., Maroni M. 1 : 50000 Geological map of the central Mirdita. High-Ti (MORB) and low-Ti (suprasubduction) ophiolitic belts (Northern Albania) // IOS Intern. Ophiolite Sump. Pavia, 1995. P. 26–27.
  26. Chiari M., Marcucci M. Radiolarian assemblage in the Monte Alpe cherts at Mt. Zenone, Liguria, Italy // Abstracts. Int. Ophiolite Sump. Pavia, 1995. P. 31.
  27. Coleman R.G. Obduction and the metamorphism of the autochthonous units (Oman) // Symposium on ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere. Muscat, Oman, 1990. P. 37.
  28. Decandia F.A., Elier P. La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levanto e Monte Zatta (Liguria Or.) // Mem. Soc. Geo. Ital. 1972. Vol. 11. P. 503–530.
  29. Green H.W., Dobrzhinetskaya L., Bozhilov K.N. Mineralogical and experimental evidence for very deep exhumation from subduction zones // J. Geodynamics. 2000. Vol. 30. P. 61–76.
  30. Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T. et al. Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. B. 4. Spec. Issue. P. 2527–2544.
  31. Immenhauser A. 145 Ma to present unbroken bathymetric record in autochthonous sediments on the Masirah Island ophiolite (Sultanate of Oman) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 63–64.
  32. Kajima M. Excursion E5. Section through ophiolite W. Salahi and Zaimi // Qaboos. Univ. Muscat, 1990. P. 37.
  33. Kazmin Vol., Ricou L.-E., Sbertshikov I.M. Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 153–180.
  34. Knipper A.L. Ophiolites of Sevan-Akera zone (Lesser Caucasus): 130 Ma long history of formation of the Tethyan oceanic lithosphere // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 66–67.
  35. Knipper A.L., Ricou L.-E., Dercourt J. Ophiolites as indicators of the alpine history of the Tethyan ocean // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 213–240.
  36. Lippard S.J., Shelton A.W., Gass I.G. The Ophiolite of Northern Oman // Mem. Geol. Soc. L. 1986. № 11. Spec. Publ. 178 p.
  37. Maroni M., Tribuzio R. Mafic granulites and related rocks from External Liguride units (Northern Apennines) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. S2–S3.
  38. Marquer D., Mercolli I., Peters T. Early Cretaceous intra-oceanic rifting in the Proto-Indian Ocean recorded in the Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman // Tectonophysics. 1998. Vol. 292. № 1–2. P. 1–16.
  39. McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G., Taylor H.P., Jr. Sm-Nd, Rb-Sr and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotopic systematics in an oceanic crystal section: Evidence from the Samail ophiolite // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. (B 4). P. 2721–2736.
  40. Melo Vol., Kodra A., Xhomo A., Naco P., Lula P., Gjata K., Hoxha L. Tectonic window of the external zones in the eastern Albanides // Bull Shencave Gjeol. Tirana, 1991. № 1. P. 21–29.
  41. Mercolli I., Peters Tj., Meyer R., Frei R., Nägler T.F. The uppermost Jurassic oceanic crust of the Masirah ophiolite (Sultanate of Oman) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 85–86.
  42. Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. Metasomatism during eclogitization of the Marun-Keu complex (Polar Urals) // Timan-Pechora-Polar Urals tectonic evolution. EUROPROBE Timpebar Workshop. Syktyvkar: KSC Inst. Geol. RAS, 1999. P. 49–50.
  43. Montanini A., Molli G., Meli S. Continental crust rocks in the External Liguride units of the Northern Apennines (Italy): petrological, radiometric and structural data and their tectonic interpretation // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 93–94.
  44. Muntener O., Hermann J., Pusching A.R., Tromsdorf Vol., Piccardo G.B. Sea floor emplacement of a fossil crust-margin (Malenco-Forno nappe, Switzerland, N. Italy) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 96–97.
  45. Nägler T.F., Frey R. True K-feldspar granites in oceanic crust (Masirah ophiolite, Sultanate of Oman): A U-Pb and Sm-Nd isotope study // Chem. Geol. 1997. Vol. 138. P. 119–126.

46. *Nicolas A.* Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere // Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1989. P. 367.
47. *Nicolas A., Jacson E.D.* Repartition en deux provinces des peridotites des chaînes alpines longeant de Méditerranée: implications géotectoniques // Schweiz. Miner. Petrol. Mitt. 1972. Vol. 53. P. 385–401.
48. *Peters Tj., Immenhauser A., Gnos E.* Mesozonic evolution of the western Indian Ocean – evidence from the Masirah ophiolite (Sultanate of Oman) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 117–118.
49. *Peters Tj., Mercolli I.* Formation and evolution of the Masirah ophiolite (Sultanate of Oman) // Ofioliti. 1997. Vol. 22 (1). P. 15–34.
50. *Quick I.E., Sinogoi S., Mayer A.* Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 21559–21573.
51. *Quick J.E., Sinogoi S., Mayer A.* Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust, Ivrea-Verbano Zone, Northwest Italy // Geology. 1995. Vol. 23. P. 739–742.
52. *Rampone E., Hofmann A.W., Piccardo G.B., Vanucci R.* The Internal Liguride peridotites (Northern Apennines) represent the Permian depleted mantle of the Ligurian Tethys // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia, 1995. P. 126.
53. *Ricou L.-E.* Le croissant ophiolitique peri-Arabe, une ceinture des nappes mise en place au crétacé supérieur // Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam. 1971. Vol. 12. P. 327–350.
54. *Saveliev A.A., Sharaskin A.Ya., D'Orazio M.* Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): structural and geochemical constraints on their origin // Ofioliti. 1999. Vol. 24 (1). P. 21–30.
55. *Savelieva G.N., Nesbitt R.W.* A synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // J. Geol. Soc. London, 1996. Vol. 153. P. 525–537.
56. *Savelieva G.N., Saveliev A.A.* Relationship of mantle peridotites and gabbroic formation of the ophiolites of the Urals and Lesser Caucasus // Ofioliti. 1992. Vol. 17 (1). P. 117–138.
57. *Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J., Monter P., Pertsen A.N., Cortesogno L., Gaggero L.* The Myndyak paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: Geochemistry and Geochronology // Ofioliti. 1999. Vol. 24 (2). P. 239–246.
58. *Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A., Quick J.E., Sharkov E.Vol., Laz'ko E.E.* High  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  in extremely depleted mantle rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 135. P. 101–114.
59. *Steinmann G.* Die ophiolitischen Zonen in der mediterranen Kettingebirgen // 14th Intern. Geol. Congress. Madrid, 1927. Vol. 2. P. 638–667.
60. *Tegyev M.* Ophiolite and metamorphic rocks of the Oman mountains: a petrographic Atlas. Muscat, Oman, 1990. 140 p.
61. *Treves B.E., Harper G.D.* Exposure of serpentinites on the ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites // Ofioliti. 1994. Vol. 19b. P. 435–466.
62. *Zakariadze G.S., Karpenko S.F., Bogdanovsky O.G. et al.* Nd and Sr isotope and REE geochemistry of metabasic rocks associated with Mesozoic ophiolites of the Sevan-Akera zone, Lesser Caucasus // Ofioliti. 1988. Vol. 13 (2/3). P. 137–156.
63. *Zonenshain L.P., Korinevskiy Vol.G.* Plate tectonic model of the South Urals // Tectonophysics. 1984. Vol. 109. P. 95–135.

Рецензенты: А.С. Перфильев, Н.А. Богданов

## Geodynamic Factors Responsible for Origin of Diverse Ophiolite Sequences

A. L. Knipper, A. Ya. Sharaskin, and G. N. Savelieva

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—Ophiolite massifs of the Alpine and Uralian foldbelts, which are considered in this work, are extremely diverse in the structure and composition of their rock sequences. Despite the diversity, all the massifs fit the ophiolite definition that has been accepted at the Penrose Conference and remains universal enough until present. A customary subdivision of ophiolite sequences into the lherzolite and harzburgite types ignores the structural and compositional variability of their crustal rock complexes that are either separated by tectonic boundary (delamination zone) from basal ultramafic tectonites, or show intrusive contacts with the latter. The basal mantle peridotites of the same petrographic composition are not identical in their geochemical parameters and deformation history even within a single foldbelt. Some of them reveal signs of the mantle matter transformation, which appeared long before the origin of crustal portions of ophiolite sequences. Reconstructing geodynamic environments of ophiolite formation, one should take into account, if possible, the geological, petrological, and geochemical data on the entire sequence, but not on its particular members. Alternation of these environments was of individual character for each of the considered and, likely, for many other ophiolite massifs. From this viewpoint, even coeval ophiolites of a given foldbelt, or of its separate segment, characterize different tectonic zones of the past oceanic basin, where the time-and-space succession of geodynamic events was as variable, as in the present-day oceans.

УДК 55+550.3(470.53)

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ КРАКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ; НОВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2001 г. К. С. Иванов<sup>1</sup>, Н. В. Федорова<sup>2</sup>, И. С. Чашухин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, УрО РАН, 620151, Екатеринбург,  
Почтовый пер., 7

<sup>2</sup>Институт геофизики УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100  
Поступила в редакцию 29.04.99 г.

Массивы Крака сложены наименее деплетированными ультрабазитами на Урале. Они и окружающие континентально-склоновые и вулканогенные комплексы в целом нетипичны для западного палеоконтинентального сектора Урала и обычно считаются либо аллохтоном, надвинутым на запад из зоны Главного Уральского разлома на расстояние не менее 30 км, либо образованиями, залегающими *in situ* и маркирующими наиболее западную из осей палеоспрединга, сформировавших палеозойский Уральский океан. Нами проведены исследования ультрабазитовых массивов, а также вмещающих их толщ. Выполнена комплексная интерпретация гравитационного и магнитного полей и построены эквивалентные варианты разрезов. Результаты указывают на пологое залегание ультрабазитов. Наибольшая вертикальная мощность ультрабазитов рассчитана в Среднем Крака – 3.3 км. Существенно уточнены стратиграфия и история формирования терригенно-кремнистых комплексов, вмещающих ультрабазиты. По находкам конодонтов установлено, что в раннем–среднем ордовике произошла смена алевро-песчаникового комплекса отложений вверх по разрезу на сланцево-кремнистый, что маркирует постепенное углубление палеобассейна осадконакопления при формировании развитой пассивной окраины Восточно-Европейского континента по мере движения ордовикского Уральского палеоокеана. В районе Крака выделяются автохтон, параавтохтон и четыре аллохтона, причем пластины, занимавшие, по всей видимости, исходно более восточное и/или глубинное положение, располагаются на более высоком структурном уровне в конечном пакете пластин.

### ВВЕДЕНИЕ

Ультрабазитовые массивы Крака расположены на западных приводораздельных хребтах Южного Урала, в северной части Зилаирского синклинория, в 20–100 км к юго-западу от г. Белорецка. Массивы Крака сложены наименее деплетированными ультрабазитами на Урале; это один из интереснейших классических геологических объектов, являющийся ключевым как для понимания тектоники и истории развития Урала, так и для решения проблемы природы офиолитов на сиалической коре. Массивы и прилегающие территории описаны А.В. Буряченко, Е.А. Денисовой, М.А. Камалетдиновым, Р.Э. Квятковским, А.В. Клочихиным, В.П. Логиновым, С.В. Москалевой, Д.Г. Ожигановым, Г.Н. Савельевой, Г.А. Соколовым и др. [1–30 и др.]. Массивы Крака и окружающие их континентально-склоновые и вулканогенные комплексы в целом нетипичны для западного палеоконтинентального сектора Урала, сложенного осадочными формациями пассивной окраины Русской платформы. Это явилось и остается главным доводом в пользу того, что массивы Крака являются крупным шарьяжем, надвинутым на запад из зоны Главного Уральского разлома на расстояние не менее 30 км [9 и др.]. Наряду с

этой гипотезой, высказывались и иные представления о структуре района Крака [19, 23 и др.]. По [7, 8 и др.], такие объекты, как Крака, Сакмарская и Нязепетровская зоны, могут являться реликтами и маркировать наиболее западную из нескольких осей палеоспрединга, сформировавших палеозойский Уральский палеоокеан.

Массивы Крака состоят из 4 крупных сближенных между собой тел: Северного, Среднего, Узянского и Южного Крака (рис. 1). В плане эти тела имеют субизометрическую и меридионально вытянутую форму, с размерами до 23 км в поперечнике. По краям массивов и между ними залегают эффузивы основного состава, а также глинистые и кремнистые сланцы ордовика–девона. Эти толщи весьма интенсивно и сложно дислоцированы, сильно брекчированы и милонитизированы. По представлениям [9 и др.], ультрабазиты и вулканогенно-осадочные породы слагают крупный останец шарьяжа, лежащий на более молодых фамен-турнейских граувакках зилаирской серии. Поверхность надвига пологая, контакты ультрабазитов тектонические и падают под массивы с углами от 10 до 40°.

Массивы Крака сложены преимущественно шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами.

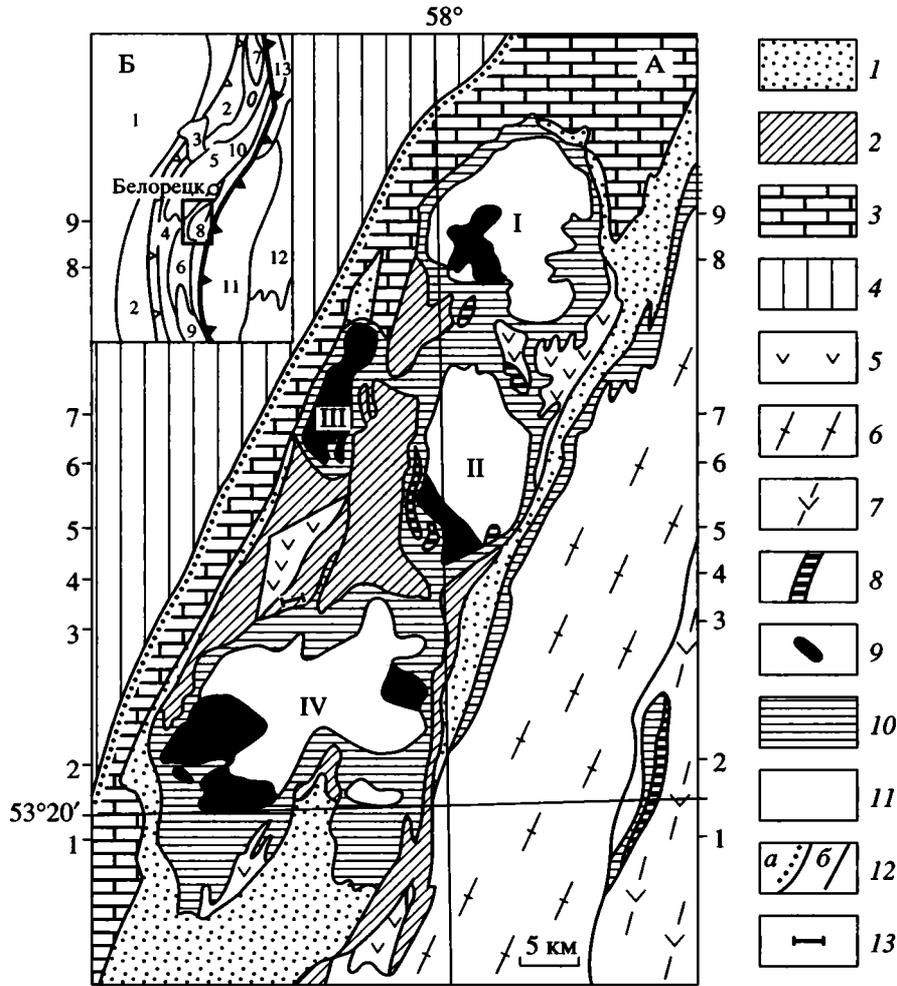


Рис. 1. Геологическая схема района гипербазитовых массивов Крака – А; Б – схема расположения главных структурных зон юго-западного Урала.

А. 1 – глинистые сланцы и граувакковые песчаники зилаирской серии фамена – турне; 2 – континентально-склоновые терригенно-кремнистые отложения и 3 – шельфовые терригенно-карбонатные комплексы ордовика – франа; 4 – рифейские терригенно-карбонатные отложения; 5 – вулканиты основного состава; 6 – зеленые сланцы антиклинория Уралтау (преимущественно раннепалеозойские метатерригенные отложения континентального подножья); 7 – зеленые сланцы и меланж зоны Главного Уральского разлома; 8 – габброиды и ассоциированные с ними клинопироксениты; 9 – дунит-гарцбургитовая серия; 10 – серпентиниты, преимущественно хризотил-лизардитовые; 11 – гарцбургит-лерцолитовая серия; 12 – трансгрессивный контакт между ордовикскими и рифейскими комплексами – а и б – прочие геологические границы (почти исключительно разломы); 13 – местоположение разреза, описанного в тексте. Схема составлена с использованием данных [11]. Римские цифры: I – Северный, II – Средний, III – Узьянский и IV – Южный Крака.

Б. Цифрами показаны: 1 – Русская платформа; 2–10 – западный палеоконтинентальный сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – поднятие Каратау, 4 – Западно-Уральская складчатая зона, 5 – Башкирский антиклинорий, 6 – Зилаирский синклиний, 7 – Нязепетровский и 8 – Кракинский шарьяжи, 9 – Сакмарская зона, 10 – поднятие Уралтау; 11, 12 – палеостроводужный сектор: 11 – Магнитогорский мегасинклиний, 12 – Восточно-Уральское поднятие. Жирной зубчатой линией показан Главный Уральский разлом, а прямоугольником – район рисунка А.

Арабские цифры (1–9) на рамке рис. А – местоположение профилей на рис. 7.

В подчиненном количестве присутствуют плагиоклазовые лерцолиты и дуниты. Между этими разностями пород переходы постепенные. Лерцолиты, как правило, переслаиваются с диопсидсодержащими гарцбургитами, а дуниты – с гарцбургитами с пониженным содержанием ортопироксена. К зонам развития дунит-гарцбургитовых серий приурочены некрупные хромитовые мес-

торожения. Тела массивных и вкрапленных хромитов имеют форму полос и линз, большей частью ориентированных согласно с полосчатостью вмещающих ультрабазитов [15 и др.]. Пироксениты относительно редки и представлены вебстеритами и оливинсодержащими диопсидитами. Первые образуют среди лерцолитов небольшие шлировые обособления и полосы. Кли-

нопироксениты и верлиты слагают тело размером  $1.5 \times 0.5$  км в юго-западной части массива Средний Крака [11 и др.]. В западной части этого массива откартированы субмеридиональные тела до  $3-4 \times 0.7-0.9$  км амфиболового габбро. В юго-западной части массива Южный Крака описаны [17] гранатовые пироксениты с размером тел до  $4 \times 0.9$  км.

По возрастанию степени магматического деплетирования ультрабазитов массивы образуют ряд: Северный–Средний–Узянский Крака; подавляющая часть обнаженной части Узянского Крака сложена гарцбургитами. Ультрабазиты Южного Крака гетерогенны: юго-западный блок представлен дунит-гарцбургитовой серией, остальная часть – гарцбургит-лерцолитовой.

Структурные элементы гипербазитов Крака (полосчатость, минеральная линейность, оптические ориентировки минералов) описывают разномасштабные цилиндрические и конические складки, возникшие при пластическом течении в верхней мантии [1, 24]. При этом структурный рисунок для каждого массива (а в Южном Крака и для разных частей массива) индивидуален. Наложенные на этот рисунок зоны дробления и серпентинизации имеют согласные с вмещающими толщами северо-северо-восточные простирания. Центральные части массивов Крака обычно затронуты лишь незначительной равномерной ранней петельчатой серпентинизацией. В приконтактных же частях гипербазиты подверглись сильнейшей серпентинизации вплоть до образования серпентинитов без реликтов исходных пород. Ширина таких зон доходит до 1–3 км. Эта серпентинизация сопровождалась будиначем, дроблением и расланцеванием ультрабазитов и проходила с выделением магнетита. Кроме перечисленных нарушений, ультрабазиты повсеместно обнаруживают следы более глубоких деформаций, вызывающих смятие и разрывы по швам перегибов кристаллов ромбического пироксена, волнистое погасание и блокирование оливина [25 и др.].

Наши исследования проводились и для обеспечения выполненного здесь международного комплексного сейсмопрофиля Урсейс-95 [30 и др.], пересекающего Урал по линии Стерлитамак – Николаевка. Нами составлены среднемасштабная геолого-структурная карта-лента и разрез, ведутся петролого-геохимические исследования ультрабазитов, а также стратиграфии и тектоники вмещающих комплексов. Выполнена комплексная интерпретация гравитационного и магнитного полей и построены эквивалентные варианты разрезов.

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ КРАКА

Выводы о глубинном строении массивов Крака, в том числе и полученные в результате геоло-

гической интерпретации геофизических результатов, были достаточно противоречивы. Так, Д.Г. Ожиганов [19 и др.] предполагал, что Крака является частью гигантского бездонного батолита. По представлениям [15, 28], массив имеет форму согласного лакколита с отчетливой вертикальной зональностью, причем сверху вниз следуют лерцолиты, гарцбургиты, дуниты. По [30], форма массивов в разрезе грибообразная, размеры по вертикали 1–5 км, максимальную мощность ультрабазиты имеют в пределах аномалий силы тяжести, там, где расположены подводящие каналы. С.В. Москалева [16, 17] в результате анализа геологических и геофизических данных присоединилась к точке зрения Д.Г. Ожиганова и пришла к выводу, что четыре картируемые на поверхности Земли отдельные ультрабазитовые массивы Крака соединяются на глубине в единое тело. При этом увеличение площади ультрабазитового тела предполагалось ею не только за счет промежутков между массивами, но и путем расширения их контуров. Вертикальная мощность ультрабазитов предполагалась значительно больше 4–5 км. Для подтверждения этих выводов С.В. Москалевой использовались гравиметрические исследования П.М. Гурьева и др. (1963 г.) и магнитометрические работы В.К. Валькова и др. (1963 г.). Любопытно, что М.А. Камалетдинов [10, с. 99] свои диаметрально противоположные выводы также обосновывает исключительно лишь ссылкой на эти же самые геофизические данные П.М. Гурьева и В.К. Валькова: "...мощность гипербазитовых массивов составляет для Южного Крака около 0.8–1.2 км, для Северного около 1 км, для Среднего – 2–3 км"; залегают массивы в виде бескорневых тектонических пластин; причем распространение ультраосновных пород в плане ограничено лишь выходами на дневную поверхность.

По-видимому, столь большие расхождения в оценке вертикальных размеров массивов, особенно для Среднего Крака, над которым наблюдается наиболее интенсивная гравитационная аномалия (рис. 2), вызваны не только изначально различными теоретическими представлениями разных авторов о структурном положении ультрабазитов, но и тем обстоятельством, что при интерпретации геофизических полей были использованы разные значения физических свойств ультрабазитов. Накопленный за последнее время материал по петрофизическим свойствам ультраосновных пород и развитие методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий позволяют нам пересмотреть результаты глубинных построений для массивов Крака.

Для коллекции представительных образцов лерцолитов, гарцбургитов и дунитов (более 500 штук), отобранных нами через 50–200 м по маршрутным пересечениям через массивы Крака, были опре-

делены значения плотности, магнитной восприимчивости пород и массовой доли магнетита в сильном магнитном поле на приборе конструкции А.Е. Рыцка (институт Уралмеханобр). Данные по магнитным свойствам серпентинитов дополнены материалами предшественников [13, 18 и др.]. Как известно, неизменные породы ультраосновного ряда являются наиболее плотными слабомагнитными образованиями; так, плотность свежих дунитов и лерцолитов составляет 3.2–3.4 г/см<sup>3</sup>, а гарцбургитов – 3.2–3.3 г/см<sup>3</sup>. В процессе серпентинизации плотность пород постепенно пропорционально понижается до 2.3–2.4 г/см<sup>3</sup>. При их ранней серпентинизации плотность и степень изменения определяются двумя независимыми факторами – соотношением литостатического и водного давлений, а при его постоянстве – химическим составом серпентинизируемых ультрамафитов, прежде всего, массовой долей извести в породе и железистостью силикатов [32]. Влияние химизма пород приводит к тому, что в пределах массива плотность свободных от извести дунитов снижается до 2.5–2.6 г/см<sup>3</sup>, а богатых СаО лерцолитов только до 3.1 г/см<sup>3</sup>. При этом объемный вес гарцбургитов занимает промежуточное положение.

Магнитные свойства ультрабазитов при серпентинизации обычно существенно возрастают и определяются составом исходной породы. Петромагнитные исследования показали, что наименьшее значение магнитной восприимчивости при высокой степени серпентинизации наблюдается у дунитов (до 0.001 СИ), а наиболее высокие значения измерены на образцах лерцолитов и гарцбургитов (0.5–0.128 СИ). Однако массовая доля магнетита слабо зависит от минерального состава пород и степени ранней серпентинизации и определяется, прежде всего, составом пород. Так, наименее магнитны шпинелевые гипербазиты. При их трансформации в плагиоклазовые и амфиболовые разности доля магнетита возрастает в 2–3 раза.

Данные таблицы показывают, что плотность ультрабазитов массивов Крака изменяется в широких пределах от 2.37 до 3.20 г/см<sup>3</sup> (рис. 3). Наименее изменены ультрабазиты Северного и Среднего массивов. В образцах из Южного и Узьянского

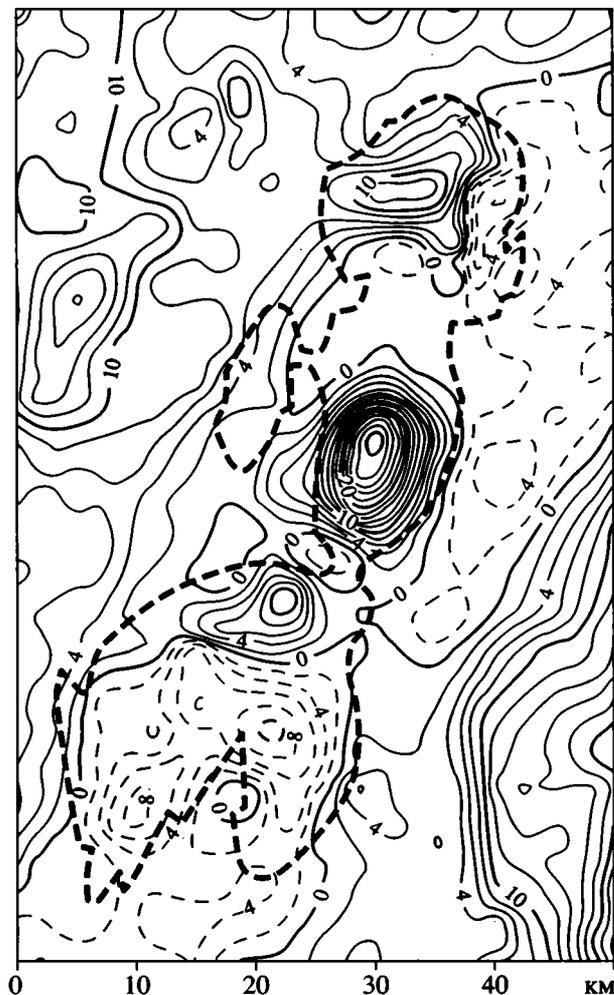


Рис. 2. Локальные гравитационные аномалии (мГал) над массивами Крака.

массивов также присутствуют слабоизмененные породы, однако большая часть образцов представлена менее плотными породами. Для всех массивов получены невысокие значения магнитной восприимчивости слабо серпентинизированных пород. Измерения остаточной намагниченности показали, что отношение остаточной и индуциро-

#### Физические характеристики ультрабазитов массивов Крака

Массивы или порода	Плотность, кг/м <sup>3</sup> × 10 <sup>3</sup>			Магнитная восприимчивость, 10 <sup>-2</sup> СИ		
	Кол-во образцов	Пределы изменений	Среднее	Кол-во образцов	Пределы изменений	Среднее
Южный	324	2.42–3.14	2.73	225	0.03–1.54	0.2
Узьянский	74	2.41–3.08	2.70	23	0.05–1.39	0.4
Средний	88	2.58–3.20	2.80	40	0.05–1.21	0.2
Северный	68	2.40–3.20	2.86	35	0.05–0.65	0.3
Серпентиниты	20	2.37–2.83	2.66	–	0.57–12.8	4.8

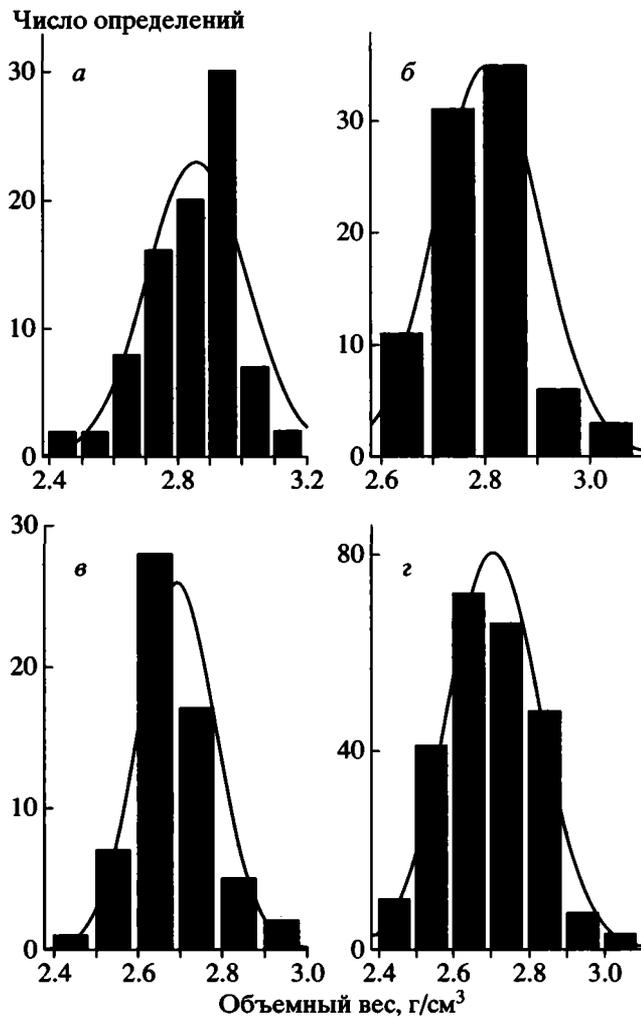


Рис. 3. Объемный вес гипербазитов массивов Крака: а – Северного, б – Среднего, в – Узянского, з – Южного.

ванной намагниченности не превышает 3 для слабомагнитных пород и это соотношение снижается до 1.5–2 для образцов с большим намагничением. Следовательно, намагниченность серпентинитов может достигать 3–8 А/м. По данным аэромагнитной съемки, выполненной на высоте 150 м (рис. 4), наиболее интенсивные магнитные аномалии – 800–1000 нТл наблюдаются над Южным массивом. Над Средним Крака значения аномального поля достигают 400 нТл, над Северным  $\approx 300$  и над Узянским не превышают 150 нТл. Качественный анализ распределения положительных и отрицательных магнитных полей над массивами (см. рис. 4) указывает на то, что направление суммарного вектора намагничения пород соответствует направлению современного геомагнитного поля, поскольку над массивами наблюдаются положительные аномалии, а отрицательные поля окаймляют массивы и наиболее интенсивны с северной стороны.

Интерпретация гравитационных и магнитных полей выполнена двумя методами. Первый метод, разработанный в Институте геофизики УрО РАН, позволяет аппроксимировать наблюдаемые поля полями материальных отрезков [31]. При использовании таких модельных источников происходит разделение полей от разных объектов, и достаточно устойчиво определяются такие интегральные характеристики источников, как аномальная масса или магнитный момент, центр тяжести и направление падения. Достоинство метода состоит в том, что при интерпретации не требуется предварительное знание строения разреза и физических характеристик пород, так как можно рассмотреть различные варианты глубинного строения для альтернативных значений плотности и намагниченности и различной геометрии источников – ограниченные тела или контактные поверхности. Однако метод разработан только для однородных двумерных объектов, и, кроме того, простая геометрия источников не позволяет строить более детальные разрезы. Поэтому для дальнейшего моделирования, при котором учитывались данные геологической съемки и петрофизических исследований, был использован пакет программ GRAVMAG [34]. В этом пакете реализуется решение задач грави-магнитометрии для тел в форме многоугольных призм ограниченного простирания.

На рис. 5 приведены результаты интерпретации для профиля, проходящего через эпицентр гравитационной аномалии над Средним Крака. В результате интерпретации получены пять источников (см. рис. 5б). Источники 1 и 2 создают гравитационную аномалию, а 3 и 4 создают магнитные аномальные поля над Средним Крака. Источник 5 соответствует магнитной аномалии над Узянским Крака. На рис. 5в, 5г приведены альтернативные (эквивалентные по полю) разрезы для различных значений плотности и намагниченности. Эти результаты показывают, что ультрабазиты Среднего массива залегают субгоризонтально, причем в верхней его части находятся слабоизмененные плотные и немагнитные породы, а серпентинизации были подвержены нижние части массива, в результате чего породы приобрели там сильную намагниченность, а их плотность уменьшилась и стала близка к плотности окружающих пород (2.6–2.7 г/см<sup>3</sup>). Наибольшую мощность серпентиниты имеют на восточном крае массива. Вертикальные размеры комплекса ультрабазитов в рассмотренных вариантах не превышают 4.5 км. На рисунках нулевая отметка соответствует поверхности геоида. В изучаемом районе рельеф имеет положительные гипсометрические высоты от 500 до 1000 м. Вертикальная мощность отсчитывается от поверхности Земли до наибольшей по глубине точки массива. В верхней части разреза выделен более плотный объ-

ект. Построенные модели позволяют оценить плотности пород массива как  $2.9\text{--}3.2\text{ г/см}^3$  (см. рис. 5в, 5г). Такие значения допустимы для дунит-гарцбургитового комплекса, но они превышают значение средней плотности ( $2.8\text{ г/см}^3$ ) для образцов этого массива, отобранных при петрофизических исследованиях. По-видимому, широкий диапазон изменения плотности образцов, взятых с поверхности массива, и невысокое значение средней плотности ультрабазитов обусловлены не только серпентинизацией, но также выветриванием и другими процессами разрушения приповерхностных пород. Это подтверждается результатами сопоставления величин плотности пород с потерями при прокаливании, характеризующими массовую долю конституционной воды, входящей в состав продуктов серпентинизации. В отличие от плотности потери при прокаливании практически не зависят от степени поверхностного выветривания. Из рис. 6 видно, что в идентичном по минеральному и химическому составу ультрамафитов Нуралинском массиве (расположенном неподалеку от Крака, в зоне Главного Уральского разлома) отобранные с поверхности породы имеют плотность, примерно на  $0.05\text{ г/см}^3$  меньшую по сравнению с плотностью керна структурной скважины N 1504 (глубина 407 м). Плотность ультрамафитов массива Средний Крака при одинаковой величине потерь при прокаливании еще меньше: разница с невыветрелыми породами из керна скв. 1504 составляет  $0.1\text{ г/см}^3$ . Аналогичные результаты получены для других массивов Крака. По-видимому, величина  $0.1\text{ г/см}^3$  является количественной мерой влияния поверхностного выветривания на плотность кракинских ультрамафитов.

Кроме того, более высокое значение интегральной плотности может быть вызвано наличием в массиве более тяжелых мантийных пород, таких, как гранатовые пироксениты и/или хромиты. По данным геологической съемки [11 и др.], в западной части Среднего массива картируется крупный слой пироксенитов. Здесь также наблюдается рудопроявление хромитов, плотность образцов которых составляет  $3.0\text{--}4.6\text{ г/см}^3$ . Принимая это во внимание, при дальнейшем моделировании по программам GRAVMAG [34] авторы построили разрез с неоднородным распределением плотности: в краевых частях плотность задана  $2.80\text{ г/см}^3$ , а к центру она увеличивается до  $3.2\text{ г/см}^3$  (см. рис. 5д). Намагниченность для этого источника задана  $0.1\text{ А/м}$  и для серпентинитов –  $2.5\text{ А/м}$ . В этом случае глубина нижней кромки гипербазитового комплекса составляет –  $3.3\text{ км}$ . Намагниченность серпентинитов может изменяться в достаточно широких пределах, поэтому расчеты выполнены также и для величин намагниченности серпентинитов  $1.5$  и  $3.5\text{ А/м}$ . В этих вариантах происходит увеличение или уменьшение

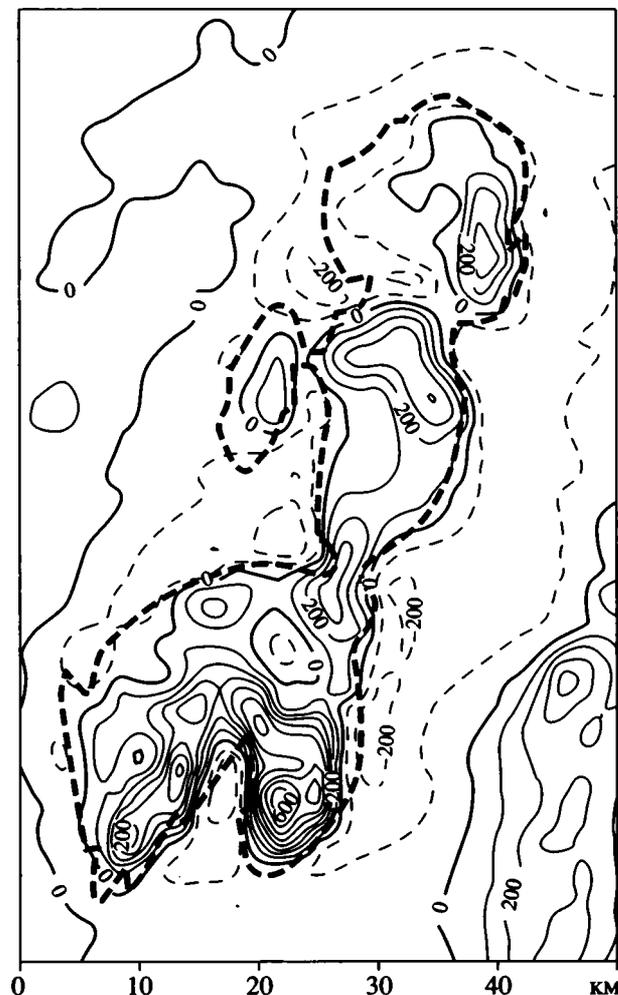
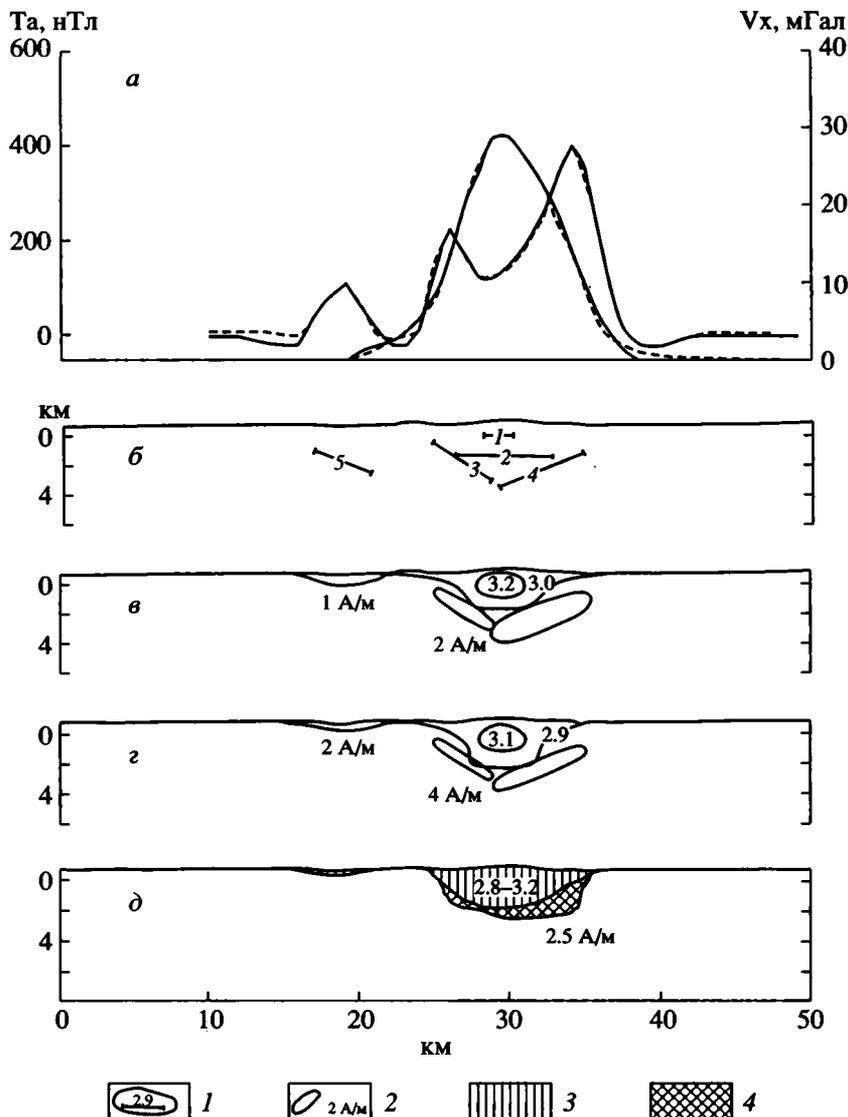


Рис. 4. Локальные магнитные аномалии Та (нТл) над массивами Крака.

мощности серпентинитового слоя, а, следовательно, и всего комплекса, но не более чем на  $0.5\text{--}1\text{ км}$ .

Результаты комплексной интерпретации гравитационного и магнитного полей по ряду широтных профилей приведены на рисунке 7. Профили 3, 6 и 9 проходят через гравитационные максимумы для Южного, Среднего и Северного массивов соответственно. На всех разрезах ультрабазитовые комплексы залегают субгоризонтально, но рассчитанные нами значения их мощностей существенно превышают предполагавшиеся М.А. Камалетдиновым [10 и др.]. Максимальные вертикальные размеры массивов получены под вершинами холмов, в районах максимумов поля силы тяжести. Вертикальная мощность составляет для Северного Крака  $2\text{ км}$ , для Среднего –  $3.3\text{ км}$  и Южного –  $2\text{ км}$ . Серпентиниты имеют максимальную мощность  $1.5\text{--}2.0\text{ км}$  на профилях 1 и 2 в южной части Южного массива. Вертикальная мощность подсчитана для значений намагниченности серпентинитов  $2.5\text{--}3\text{ А/м}$ . Если допустить, что намагниченность серпентинитов  $1.5\text{ А/м}$ , то глуби-



**Рис. 5.** Результаты комплексного моделирования гравитационного (пунктирная линия) и магнитного (сплошная линия) полей над Средним Крака – *а*; *б* – результат подбора сингулярными источниками; *в* и *г* – эквивалентные варианты разрезов при различных значениях плотности и намагниченности источников, *д* – модель с неоднородным распределением плотности.

*1* – сингулярные источники, контуры эквивалентных им тел и значение плотности в  $г/см^3$ ; *2* – магнитные тела и значение намагниченности в А/м; *3* – слабомагнитные и плотные гипербазиты; *4* – серпентиниты.

на нижних краях массивов возрастает для Среднего до 4.3 км, Северного и Южного – до 3.3 км. Мы не приводим эти альтернативные разрезы, поскольку изменение мощности на 0.5 км серпентинизированных ультрабазитов существенно не изменит общую форму массивов – субгоризонтально залегающих плоских тел.

Наблюдается в целом достаточно хорошее соответствие рассчитанного нами чисто по геофизическим данным глубинного строения ультрабазитовых тел с разрезами Г.Н. Савельевой и Е.А. Денисовой [26], построенными по данным изучения геологии поверхности и экстраполированных до глубин 1–1.5 км. Хотя сравнивать наши

результаты, где главное – расчет глубины и формы массивов, и их результаты не просто, так как нижняя кромка массивов на разрезах в работе [26] большей частью не показана; таким образом, наши результаты и результаты Г.Н. Савельевой и Е.А. Денисовой являются не взаимоподтверждающими, а взаимодополняющими.

Горизонтальные размеры массивов определяются выходами этих пород на дневную поверхность. Сейсмический профиль Урсейс-95 был проложен между Средним и Южным массивами. В этом месте гипербазиты представлены узкой перемычкой серпентинитового меланжа и глубина их не превышает 0.5 км (профиль 4 на рис. 7).

### К ГЕОЛОГИИ ОБРАМЛЕНИЯ МАССИВОВ КРАКА

Объектом наших исследований являлись также терригенно-кремнистые и вулканогенные толщи, развитые вокруг массивов и между ними.

Наиболее древними фаунистически датированными отложениями района являются переслаивающиеся кварцевые песчаники, конгломератобрекчии, алевролиты и глинистые сланцы мощностью около 200 м, в которых в правом борту р. Сухоялд в 6.3 км от ее устья были найдены [12] граптолиты тремадока. Позднее сборы граптолитов в этой же точке были повторены В.Г. Кориневским обнаружившим здесь граптолиты аренинского возраста [29 и др.]; вероятно, сборы были сделаны в смежных пачках разреза.

По общепринятым представлениям [29 и др.], выше, после стратиграфического перерыва, залегают кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы уразинской свиты мощностью 200–750 м. Возраст этой свиты все еще считается средне-позднеордовикским [29] по единичным находкам мшанок, криноидей и гастропод плохой сохранности (сделанным к тому же в другом районе); вероятнее же, что уразинскую свиту датируют как раз не мшанки и др., а именно вышеотмеченные находки граптолитов раннего ордовика.

Силурийские отложения района, по [23, 29 и др.], представлены кремнями, глинисто-кремнистыми и глинистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов и мощными (до 500 м) пачками эффузивов основного состава. Эти образования были отнесены [19 и др.] к бетринской свите, они широко развиты в районе, слагая большую часть площадей вокруг и между массивами. В кремнистых сланцах было собрано [12, 23 и др.] достаточно много граптолитов, среди которых преобладают верхнелландоверийские комплексы, но отмечаются и лудловские.

К этому необходимы два замечания:

1. В стратотипе бетринской свиты, расположенном в восточном борту Зилаирского синклинория, на р. Бетеря в районе дер. Новоусманово (т.е. в другой зоне), нами был описан нормальный стратиграфический контакт (через переслаивание) считавшихся силурийскими черных кремней бетринской “свиты” с граувакками зилаирской серии фамена; в кремнях бетринской “свиты” в правом берегу р. Бетери, в 0.9 км ниже устья р. Турыелга, в 80 м восточнее их контакта с отложениями зилаирской серии, К.С. Ивановым собраны многочисленные конодонты саргаевского горизонта франского яруса: *Polygnathus asymmetricus*, *Ancyrodella rugosa* и др. Было установлено, что бетринская свита включает в себя отложения почти всего девона и силура [21, 2 и др.], и предложено перевести ее в ранг серии и подразделить на ряд горизонтов (толщ).

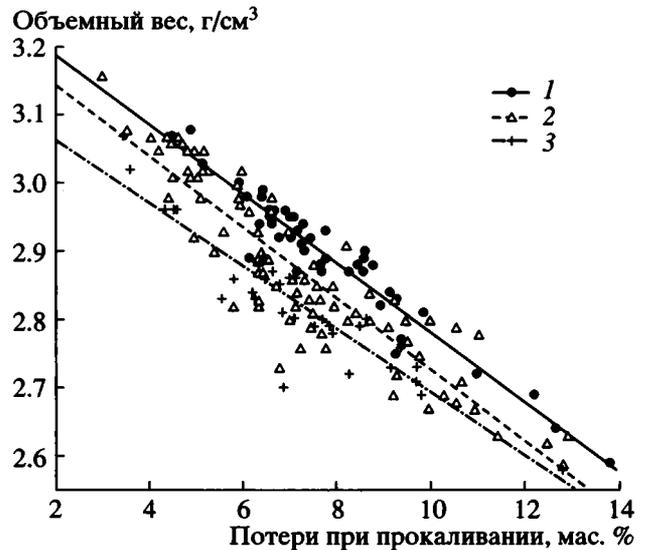


Рис. 6. Сопоставление объемного веса с потерями при прокаливании гипербазитов.

1, 2 — Нуралинский массив: 1 — керн скважины 1504, 2 — поверхность; 3 — Средний Крака, поверхность.

2. Ранее отмечавшееся в районе [23, 29 и др.] стратиграфическое переслаивание основных эффузивов и фаунистически датированных силурийских (и ордовикских) осадочных пород не доказано (как не доказаны и зачастую фигурирующие в публикациях и отчетах “размыты”, “трансгрессивные перекрытия” и т.п.). Фактически кремнисто-терригенные и вулканогенные толщи района Крака интенсивно тектонически переработаны часто до состояния тектонической смеси, т.е. меланжа, образуемого не только серпентинитами, но зачастую и чисто (или преимущественно) осадочными или вулканогенными породами. Таким образом, пока нет убедительных оснований датировать здесь последние по имеющимся находкам фауны. Геология вулканогенных комплексов рассматривалась в работах [2, 27]), можно предполагать здесь наличие аналогов поляковской свиты (базальты аренига-среднего ордовика [6]), по всей видимости шарьированных, как и массивы Крака, из зоны Главного Уральского разлома.

В июне 1995 г. нами были проведены поиски конодонтов в кратко описанном ниже структурном сечении Кракинского аллохтона, что позволило существенно уточнить вышеотмеченные представления о стратиграфии района.

Субширотное структурное сечение в северном борту долины р. Кага, вдоль придорожной расчистки (северо-западная часть листа N-40-92-Г — местоположение разреза показано на рис. 1). Здесь с востока на запад западнее МТФ (фермы), в 2.1 км выше устья р. Бусов (правый приток р. Кага) обнажаются:

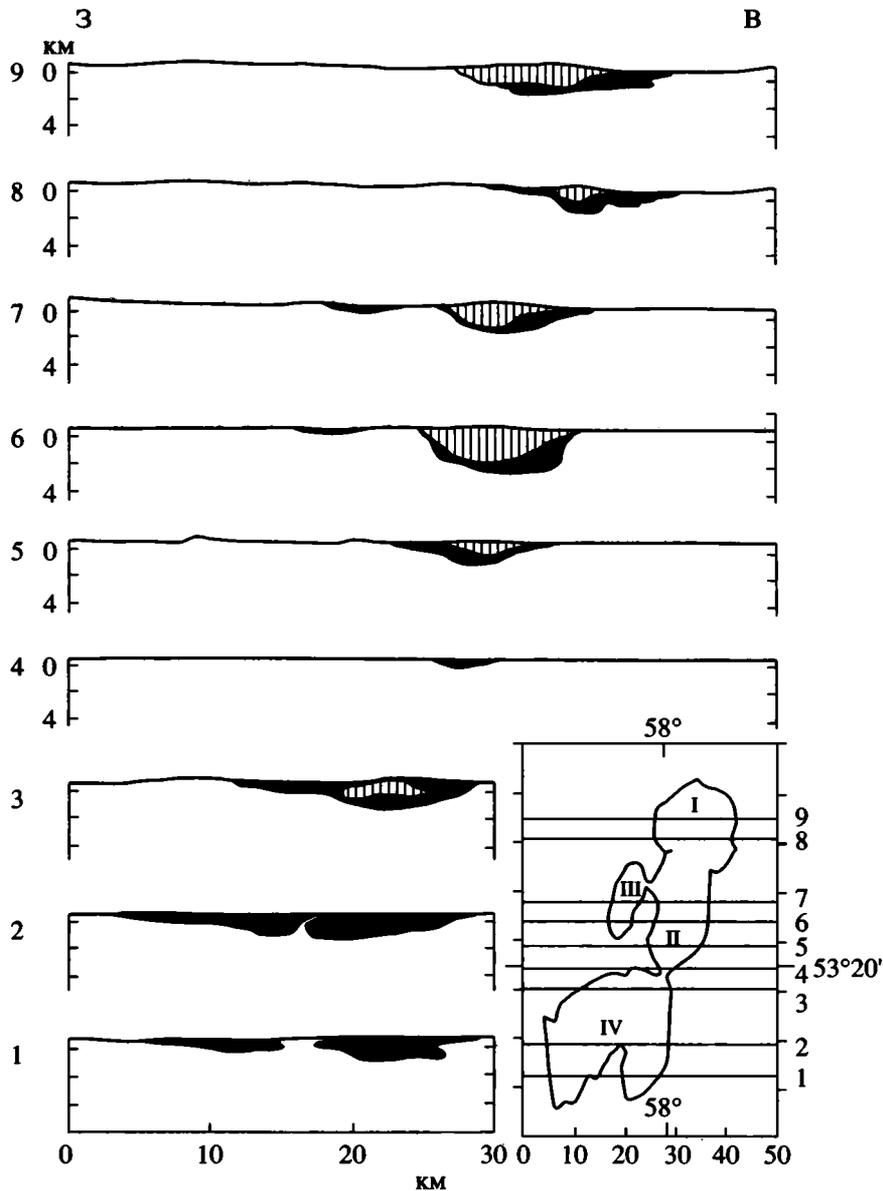


Рис. 7. Результаты комплексного моделирования гравитационного и магнитного полей для профилей 1–9 над массивами Крака.

Черным показаны серпентиниты, а вертикальной штриховкой – сравнительно слабо серпентинизированные гипербазиты. На врезке справа внизу приведено положение профилей и контуры гипербазитовых массивов, где I – Северный, II – Средний, III – Узьянский и IV – Южный Крака.

	Расстояние, м
1. Выходы меланжированных серпентинитов (преобладают апогарцбургитовые разности), местами интенсивно рассланцованных. Серпентиниты содержат будины и блоки мелкозернистых кварцевых песчаников. По S-C структурам фиксируется надвиг на запад, осложняемый сбросами.....	220
2. Милониты по алевролитам и глинистым сланцам.....	30
3. Интенсивно смятые алевролитоглинистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев.....	45
4. Меланжированные серпентиниты, участками оталькованные.....	8
5. Плитчатые серые кремнистые сланцы .....	18

Задерновано.....	100
6. Грубоплитчатые темно-серые кремни.....	60
7. Фрагментарные выходы глинистых сланцев и алевролитов с блоками полевошпато-кварцевых песчаников; меланж по осадочным породам.....	590
8. Алевросланцы тонкоплитчатые, тонкополосчатые с подчиненными прослоями песчаников, смяты в изоклиальные складки.....	40
10. Слюдисто-кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники с маломощными прослоями глинистых сланцев.....	105
11. Пачка тектонизированных переслаивающих слюдисто-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.....	175

12. Кремнисто-глинистые и углисто-кремнисто-глинистые тонкополосчатые сланцы. Пачка смята в складки, близкие к изоклинальным, с азимутом падения осевой плоскости 100°, угол 70°. В 15 м от начала интервала найдены конодонты *Ligonodina cf. silurica* и др. силурийского возраста.....40

13. Песчано-глинистая пачка.....110

14. По разлому породы пачки 13 контактируют с плитчатыми серыми и темно-серыми кремнями с тонкими прослоями глинистых сланцев.....50

В них на 35 м от начала интервала найдены конодонты *Drepanodus cf. suberectus*, *Paracordyodus (?) sp.*, *Paltodus cf. inconstans*, *Periodon sp.* верхней части нижнего-среднего ордовика.

15. Алевросланцы с прослоями глинистых сланцев.....18

16. Серые кремни.....20

Задерновано.....15

17. Массивные и грубоплитчатые зеленовато-серые кремни, по-видимому, образующие ядро пологой крупной складки.....7

18. Глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, кремни, иногда с обильными радиоляриями. В 8 м к западу от начала интервала в глинистых сланцах найдены конодонты *Icriodus bilatericrescens*, *Ozarkodina prolata*, *Pandorinellina steinchornensis miae* и др. Этот комплекс – нижнедевонский, эмский (карпинский горизонт). В 20 м западнее собраны конодонты *Polygnathus cf. dehiscentis* и др. раннего девона, раннего эмса (сборы конодонтов К.С. Иванова, определения В.А. Наседкиной).....30

Приведенные выше данные позволяют значительно уточнить стратиграфию района. Проведенные здесь поиски конодонтов выявили в Кракинском районе кремнистые толщи девона, ранее тут неизвестные, но установленные [5, 8, 21 и др.] во всех других районах развития кремнисто-сланцевых континентально-склоновых комплексов на западном склоне Урала (по сообщению В.Н. Пучкова, им также в 1995 г. были получены аналогичные результаты). Кроме известных ранее в кремнисто-сланцевом комплексе района силурийских датировок по граптолитам, теперь мы имеем также ордовикские (верхи нижнего-средний ордовик – см. выше) и девонские датировки по конодонтам. Все данные определения не противоречат одни другим и граптолитовым комплексам, но характеризуют разные уровни этого, очевидно, некогда единого конденсированного разреза. На это указывает и отмеченная выше находка силурийских конодонтов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, с учетом данных предшественников [29 и др.] реконструируется следующий разрез терригенно-кремнистых отложений Кракинского района (снизу вверх):

1. **Уразинская свита нижнего ордовика.** Кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, охарактеризованные граптолитами тремадока и аренига.

2. **Кремнисто-сланцевая серия** (для которой предлагается название **бусовская** – по р. Бусов, правый приток р. Кага) конденсированных отложений ордовика–силура–девона, датированная конодонтами и граптолитами на разных уровнях разреза.

3. **Зилаирская серия** флишоидных граувакковых песчаников и глинистых сланцев с редкими прослоями известняков фамена – турне.

Отложения бусовской серии весьма сходны с кремнисто-сланцевым типом разреза Сакмарской зоны [5 и др.], а отчасти и континентально-склоновыми комплексами других районов их развития на Урале [8, 21]. По аналогии с ними можно предполагать, что отложения бусовской серии изначально залегали согласно на отложениях уразинской свиты. Смена алевро-песчаникового комплекса отложений (уразинская свита) вверх по разрезу на сланцево-кремнистый (бусовская серия), по всей видимости, маркирует постепенное углубление палеобассейна осадконакопления при формировании развитой пассивной окраины Восточно-Европейского континента по мере раздвижения ордовикского Уральского палеоокеана. Как установлено в других районах Урала [3, 8 и др.], это событие происходило в позднем арениге, что весьма хорошо согласуется с приведенными новыми данными по стратиграфии Кракинского района.

Начало шарьяжеобразования, вызванного коллизией островодужных террейнов восточного Урала с Русской платформой, фиксируется накоплением мощной призмы грауваккового флиша зилаирской серии фамена–турне, маркирующей весьма важный этап в развитии Урала: это первое появление кластического материала из восточного палеоостроводужного сектора в западном палеоконтинентальном секторе региона, что традиционно связывается [20 и др.] с разрывом шарьяруемых на запад пластин, к которым, по всей видимости, принадлежат и ультрабазитовые массивы Крака, и окружающие их вулканогенные и терригенно-кремнистые комплексы. Здесь снизу вверх (гипсометрически и структурно) намечается [9, 25, 26 и др., а также наши данные] следующая последовательность современного структурного пакета тектонических комплексов:

1. **Автохтонные рифейские и перекрывающие их со стратиграфическим несогласием нижне-среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения шельфа Русской платформы.**

2. **Параавтохтонный комплекс**, представленный зилаирской серией.

3. **Аллохтон А<sub>1</sub>.** Ордовикско-девонские континентально-склоновые образования (уразинская свита и бусовская серия).

4. **Аллохтон А<sub>2</sub>.** Палеозойские (ордовикские?) вулканиты основного состава, предположительно океанические образования.

5. Аллохтон  $A_3$ . Пластина серпентинитового меланжа, залегающая в основании массивов Крака. Кроме преобладающих апогарцбургитовых серпентинитов, здесь отмечаются [9, 25 и др.] блоки и иные мантийных пород, например, гранатовых пироксенитов [22].

6. Аллохтон  $A_4$ . Пластина ультраосновных массивов Крака, сложенных комплексом мантийных тектонитов, включающих лерцолиты, гарцбургиты, дунит-верлит-клинопироксенитовую серию, габброиды и др. [1, 24 и др.]. Форма и мощность аллохтонов  $A_3$ – $A_4$  обсуждалась во втором разделе этой статьи.

Аллохтонные пластины  $A_1$ – $A_3$  частично тектонически перемешаны. Автохтон тоже тектонически переработан, хотя и в значительно меньшей степени, чем аллохтоны  $A_{1,3}$ . Так, в силурийских черных сланцах автохтона в разрезе р. Белой сразу ниже турбазы “Агидель” (район села Кага) хорошо видна система малоамплитудных надвигов с пологом ( $15$ – $20^\circ$ ) восточным падением. В целом же по району Крака пластины, занимавшие, по всей видимости, исходно более восточное (с запада на восток реконструируется следующая первичная зональность – шельф, континентально-склоновые комплексы, субокеанические) и/или глубинное положение, занимают более высокий структурный уровень в конечном пакете тектонических пластин. Направление шарьирования было запад-северо-западным, что доказывается и полевыми структурными наблюдениями в обрамлении массивов Крака.

Надвиг массивов Крака окончательно завершился в послетурнейское время, так как гипербазиты залегают на осадках зилаирской серии. Структурные данные (наши и [10, 24]) позволяют считать, что весь пакет аллохтонных пластин был совместно смят уже после шарьирования (вероятно, сразу после вследствие продолжающегося сжатия во время коллизионного этапа развития Урала). Общая форма массивов Крака может рассматриваться как крупная вытянутая в северо-северо-восточном направлении сдвоенная синклиналичная складка со смятой осью, что также может свидетельствовать о неоднократной складчатости.

Позднее, в раннем триасе, регион был подвержен пост-коллизионному растяжению, в результате чего, в частности, сформировалась система крупных сбросов, а располагающиеся непосредственно восточнее массивов Крака метаморфические толщи антиклинория Уралтау были выведены вверх, к поверхности Земли [4].

Авторы благодарят В.А. Наседкину за определения конодонтов и рецензента Г.Н. Савельеву за полезные замечания. Исследования проводятся при поддержке РФФИ (гранты № 98-05-64816, 98-05-65000, 00-15-98517). This is Europrobe publication number.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Денисова Е.А. Структура лерцолитовых массивов Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. 19 с.
2. Иванов К.С. Магматизм восточного борта Зилаирского синклинория // Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 69–76.
3. Иванов К.С. Развитие Сакмарской зоны Южного Урала в ордовике (Уральскому палеоокеану 480 млн. лет) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 2. С. 428–432.
4. Иванов К.С. Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 204–210.
5. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: Изд-ние УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
6. Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 12–13.
7. Иванов С.Н. Офиолиты на сиалической коре // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. Вып. 2. С. 3–8.
8. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
9. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 1. С. 32–41.
10. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
11. Клочихин А.В., Буряченко А.В. Гипербазитовые массивы Крака на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАИ, 1969. Т. 2. С. 48–55.
12. Клочихин А.В., Буряченко А.В. Находка трематодских граптолитов на Южном Урале // Сов. геология. 1971. № 9. С. 154–156.
13. Комаров А.Г., Москалева С.В., Беляев В.М., Ильина В.И. Об интерпретации магнитных полей над гипербазитовыми комплексами // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143. № 5. С. 1166–1169.
14. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 96 с.
15. Логинов В.П. Контактные изменения граувакковых песчаников около ультраосновного массива Южный Крака на Южном Урале // Очерки физико-химической петрологии. М.: АН СССР, 1966. Т. 2. С. 116–131.
16. Москалева С.В. О геологической интерпретации геофизических данных над гипербазитовыми телами в связи с проблемой глубинного строения Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 210–220.
17. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.

18. Москалева С.В., Зотова И.Ф. О магнитных свойствах ультраосновных пород // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 1. С. 70–73.
19. Ожиганов Д.Г. Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 242–249.
20. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1000000. М.: Наука, 1977. 120 с.
21. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
22. Пучков В.Н., Иванов К.С. Гранатовые пироксены массивов Крака // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 27–29.
23. Радченко В.В., Клочихин А.В. Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал) // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 232–241.
24. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 245 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404).
25. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология массива Средний Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1985. № 4. С. 53–68.
26. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структурно-геологическая карта ультраосновных массивов Крака. Масштаб 1 : 100000 // Типовые геологические карты разных районов территории СССР / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: ГИН АН СССР. 1989.
27. Серавкин И.Б., Родичева В.И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Препринт. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 52 с.
28. Соколов Г.А. Геолого-геохимические исследования хромитовосного массива Южный Крака // Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР. Сер. геохим. 1938. Вып. 9. С. 5–64.
29. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком – Институт геологии и геохимии УрО РАН, 1994. 220 с.
30. Таврин И.Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 147–152.
31. Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
32. Чашухин И.С. Минеральные фации серпентинизации высокомагнезиальных ультрамафитов // Магматизм и геодинамика. Материалы 1 Всероссийского петрографического совещания, кн. 2. Уфа, 1995. С. 144–145.
33. Berzin R., Oncken O., Knapp J. et al. Orogenic evolution of the Urals mountains: Results from an integrated seismic experiment // Science. 1996. Vol. 274. P. 220–221.
34. Pedley R.C., Busby J.P., Dabek Z.K. Gravmag v1.5 User Manual Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. British Geological Survey. Keyworth, Nottingham, 1993. 77 p.

Рецензенты: А.С. Перфильев, Г.Н. Савельева

## Structural Position of the Kraka Ultramafic Massifs in the South Urals: New Geological-Geophysical Data

K. S. Ivanov<sup>1</sup>, N. V. Fedorova<sup>2</sup>, and I. S. Chashchukhin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences, Pochtovyi per. 7, Ekaterinburg, 620151 Russia

<sup>2</sup>Institute of Geophysics, Ural Division, Russian Academy of Sciences, ul. Amundsena 100, Ekaterinburg, 620016 Russia

**Abstract**—The Kraka massifs consist of the least depleted ultramafics in the Urals. By and large, these and the surrounding continental-slope and volcanogenic rock associations are not typical of the western paleocontinental sector of the Urals and thus are regarded either as an allochthon obducted over at least 30 km westwards from the Main Uralian fault zone or as in-situ rocks marking the westernmost paleospreading axis from which the Paleozoic Ural Ocean originated. We made studies of the ultramafic massifs and the country rocks. We performed a full-scale interpretation of the gravity and magnetic fields and compiled a series of equivalent profile versions. The data obtained attest to a gently tilted bedding of the ultramafic rocks. The largest vertical thickness of the ultramafics (3.3 km) was calculated for the middle Kraka. We have essentially refined the stratigraphy and geologic history of the clastics and cherts that surround the ultramafics. During the Early-Middle Ordovician, as obvious from conodont finds, siltstone-sandstone sedimentation gave way to cherts, which mark a gradual deepening of the sedimentary paleobasin and the development of a mature East European passive continental margin of the progressively spreading Ordovician Ural paleocean. The Kraka region apparently consists of an autochthon, a parautochthon, and four allochthons, in which the slices of sediments from more easterly regions and deeper depositional environments occur at higher structural levels in the final nappe piles.

УДК 551.242(235.24)

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВЫСОКОЙ АЗИИ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

© 2001 г. В. С. Буртман, С. Г. Самыгин

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 21.11.2000 г.

В статье предложена корреляция тектонических зон Северного Памира, Куньлуня и Северного Тибета и рассмотрено положение палеозойских и мезозойских сатур в этом регионе. Анализ фактического материала по геологии и биогеографии региона позволил восстановить историю палеозойских и мезозойских океанических бассейнов, разделявших сиалические блоки, которые слагают современную Высокую Азию.

В синии (800–540 млн. лет) от Восточной Гондваны откололся Тарим-Цайдамский блок и между ними возник Куньлуньский океанический бассейн. В кембрии этот бассейн был нешироким, он значительно расширился в ордовике и силуре. В среднем девоне сближение Тарима с Гондваной, вероятно, привело к кратковременному столкновению этих сиалических масс. В раннем карбоне от Восточной Гондваны откололся блок Курговат-Сунпань и между ними возник океанический бассейн Ванч-Цзиньша. Этот бассейн быстро расширился и к артинскому веку перми превратился в обширный океан на территории двух климатических поясов Земли. Пермский период – время наибольшей раздробленности территории Высокой Азии. В это время океан Ванч-Цзиньша отделял от Гондваны Южно-Китайский континент и энсиалическую островную дугу Курговат-Сунпань, расположенную на западном выступе этого континента. Куньлуньский океан разделял дугу Курговат-Сунпань и Таримский континент. Край Гондваны был расколот рифтом Рушан-Шуанху, который отделил полуостров, охватывающий территорию Центрального Памира и Цянтана. В поздней перми сиалический блок Цянган-Каракорум откололся от Гондваны и между ними возник океанический бассейн Бангун.

В триасе были закрыты океанические бассейны системы Палеотетиса: Куньлуньский, Ванч-Цзиньша и Рушан-Шуанху. В результате этого территории Памира, Каракорума, Куньлуня и большая часть Тибета, расположенная севернее сатуры Бангун, прицленились к Евразийскому континенту. В меловой период были закрыты океанические бассейны Мезо-Тетиса: Бангун и задуговой бассейн Шиок. В результате Кохистан и блок Лхаса вошли в состав Евразийского континента. В целом, процесс дробления Гондваны был многоступенчатым и протекал от синии до триаса, а вхождение отколотых сиалических блоков будущей Высокой Азии в Евразийский континент произошло в два этапа: в триасе и мелу. Третий коллизийный этап наступил в палеогене в результате закрытия океана Нео-Тетис.

### ВВЕДЕНИЕ

Высокая Азия (рис. 1) включает Памир, Каракорум, Гималаи, Тибет, Куньлунь и Наньшань (Циляншань). Большая часть ее территории находится в пределах Альпийского складчатого пояса. Значительное число исследований посвящено корреляции событий в тектонических зонах Гималаев, Южного Тибета, Кохистана и Каракорума [87, 98 и др.]. Труднее с корреляцией палеозойских и мезозойских тектонических зон Северного Тибета, Куньлуня и Памира. По каждому из этих районов имеется значительный массив опубликованных данных, освоение которых затруднено языковым барьером (работы на русском языке трудны для иностранцев, на китайском – для нас) и редкостью контактов между исследователями этих регионов. Авторы этой статьи в разные годы работали на Северном Памире, в Восточном Куньлуне и Алтынтаге и пересекли с геологическими экскурсиями Памир, Тибет, Северо-

Западный и Восточный Куньлунь, посетили Наньшань, Каракорум, Кохистан и Тетис-Гималаи. Экскурсии и беседы с исследователями этих регионов помогли лучше понять опубликованные сведения и, в какой-то мере, отделить геологические мифы от реальности. В статье предложена корреляция тектонических зон Памира, Куньлуня и Северного Тибета, рассмотрены положение палеозойских и мезозойских океанических сатур в этом регионе и история океанических бассейнов.

Палеозойский океан Палео-Тетис возник в позднем протерозое после распада суперконтинента Родиния и существовал на протяжении всего палеозоя. В течение 500 млн. лет он отделял главные континенты будущей Лавразии от континентов Гондваны. За это время океаническое пространство Палео-Тетиса меняло свою конфигурацию, через него дрейфовали микроконтиненты, в нем возникали и исчезали островные дуги. Эти

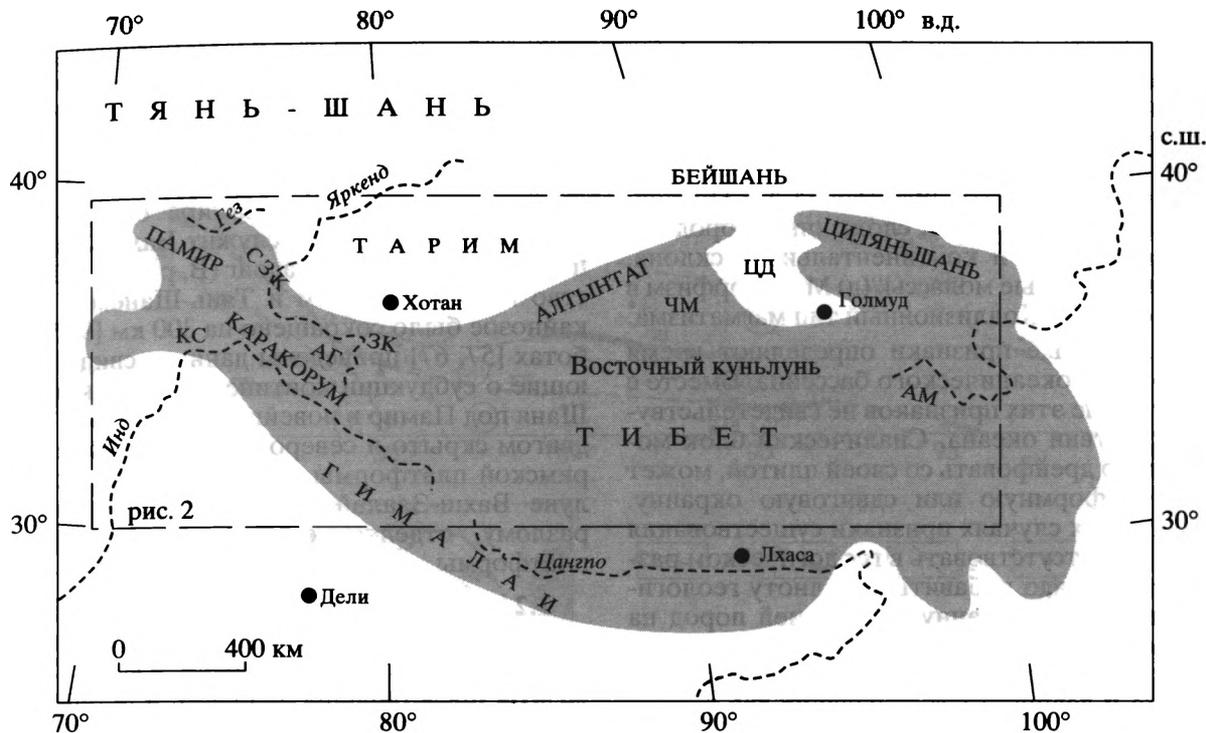


Рис. 1. Высокая Азия (тонирована).

АГ – хр. Агыл, АМ – хр. Аньемачен, ЗК – Западный Куньлунь, СЗК – Северо-Западный Куньлунь, КС – Кохистан, ЦД – Цайдам, ЧМ – горы Чимантаг.

структуры разделяли пространство Палео-Тетиса на океанические бассейны с длинной или короткой историей: Иртыш-Зайсанский, Джунгаро-Балхашский, Туркестанский и другие океанические, задуговые и междуговые бассейны. В результате коллизии островных дуг, микроконтинентов и больших континентов возникли многочисленные сутуры. Разные исследователи считали тот или иной шов главной сатурой Палео-Тетиса. Чаще ее помещают в Альпийский складчатый пояс, возникший из кайнозойского Тетиса [3, 5, 61 и др.]. В пределах этого складчатого пояса находится и сатура мезозойского океанического бассейна, который принадлежал системе бассейнов Мезо-Тетиса.

В своей работе мы опирались на следующие признаки возникновения, существования и закрытия океанических палеобассейнов.

**Признаки открытия палеоокеанического бассейна.** (а) Эволюция магматизма (во времени) от щелочных пород к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов. (б) Наиболее древний возраст офиолитов в аккреционных призмах и океанической сатуре. Этот признак не точен, так как офиолиты попадают в аккреционную призму позднее времени зарождения бассейна, а в сатуре чаще сохраняются фрагменты молодой океанической коры. (в) Появление в разрезе фа-

ций континентального склона – флиша, глубоководных карбонатов. Признак также не точен, так как нередко случаи появления турбидитов позднее времени возникновения океанического бассейна. Вероятно, формирование или отсутствие турбидитов зависит от того, сколь интенсивна эрозия суши и какими породами она сложена. (г) Появление в разрезе рифтогенных фации – щелочного магматизма, грубых кластитов. Признак не надежен, так как континентальный рифтогенез может не привести к открытию океана. Кроме того, рифтогенез происходит на континентальных окраинах уже существующего океана. Все признаки, кроме (а), не точны и не надежны. Вывод о времени рождения океана в большинстве случаев – лишь предположение.

**Признаки существования палеоокеанического бассейна.** (а) Породы океанического дна – офиолиты, глубоководные осадки. (б) Фации континентального склона и подножия – флиш, глубоководные карбонаты. (в) Породы энзиматических островных дуг. (г) Аккреционные призмы активной окраины океана. (д) Известково-щелочные магматические породы активной окраины. Этот признак во многих случаях не точен, так как магматизм такого типа продолжается и после закрытия океанического бассейна, а геохимических данных для уточнения генезиса лав часто недостаточно.

(е) Биогеографические данные. (ж) Палеомагнитные данные.

**Признаки закрытия палеоокеанического бассейна.** (а) Шарьяжи пород одной окраины океана на породы другой окраины. (б) Появление в разрезе пород, сложенных из обломков пород, принадлежащих другой окраине океана. (в) Последние по возрасту шарьяжи, сложенные породами океанического дна и континентального склона. (г) Континентальные молассы. (д) Метаморфизм в сутуре океана. (е) Коллизионный тип магматизма.

Перечисленные признаки определяют время существования океанического бассейна. Вместе с тем, отсутствие этих признаков не свидетельствует об отсутствии океана. Сиалический блок может пассивно дрейфовать со своей плитой, может иметь трансформную или сдвиговую окраину. В этих и других случаях признаки существования океана могут отсутствовать в геологическом разрезе. К этому надо добавить неполноту геологической летописи, связанную с эрозией пород на суше и морской абразией. Поэтому, если есть признаки существования океанического бассейна в ордовике и девоне и нет признаков его закрытия в силуре, то вывод о непрерывном существовании этого бассейна в интервале ордовик–девон будет лучше соответствовать фактическому материалу. Мы обсудим историю океанических бассейнов, опираясь на указанные признаки и подходы к интерпретации фактического материала.

Географические названия на российских картах Китая во многих случаях отличаются от китайских названий и от латинизированных названий тех же объектов, принятых в англоязычной литературе. Между тем, названия геологических объектов имеют географическое происхождение. Поэтому мы будем указывать принятую в китайской и англоязычной литературе латинскую транскрипцию китайских названий геологических и географических объектов при их первом упоминании. Вследствие дефицита палеомагнитных данных страны света приведены в статье в современной системе координат.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ СУТУРЫ

Рассмотрим тектонические зоны и океанические сутуры Высокой Азии в трех пересечениях: западном (1), центральном (2) и восточном (3).

### 1. Памир, Каракорум и Северо-Западный Куньлунь

**1.1. Западная окраина Тарима и Вахш-Заалайский надвиг.** Кристаллический фундамент Таримской платформы имеет архейский и протерозойский возраст. Для наиболее древних пород Тарима определен Pb-Pb возраст – 2.46 млрд. лет [84].

Чехол платформы образован мелководными морскими и континентальными отложениями синия и фанерозоя. Деформированные молодыми движениями породы Таримской платформы слагают внешнюю тектоническую зону Северо-Западного Куньлуна.

Северной границей Памира с Каракумским блоком и Тянь-Шанем служит Вахш-Заалайский позднекайнозойский надвиг (В, рис. 2). Пространство между Памиром и Тянь-Шанем в позднем кайнозое было сокращено на 300 км [9, 56]. В работах [57, 67] приведены данные, свидетельствующие о субдукции континентальной коры Тянь-Шаня под Памир в новейшее время. Под этим надвигом скрыто и северо-западное окончание Таримской платформы. В Северо-Западном Куньлуна Вахш-Заалайский надвиг причленяется к разлому, отделяющему Памир от Таримской платформы.

**1.2. Сутура Калайхумб-Ойтаг** (см. КО, рис. 2) отмечена офиолитами коменноугольного возраста. В офиолитах Калайхумб (см. Ка, рис. 2) гипербазиты представлены дунитами и перидотитами. Разрез стратифицированных отложений начинается мощной толщей подушечных базальтов, в верхней части которой находятся прослои известняков с гониотитами серпуховского яруса [41]. Базальты имеют толеитовый состав, их петрохимические характеристики близки базальтам среднеокеанических хребтов [35]. Надофиолитовая часть разреза сложена толщей андезито-базальтов, андезитов, дацитов, риолитов. Это последовательно дифференцированная серия вулканитов, залегающая на офиолитовом основании, представляет собой разрез энсиматической островной дуги. Вулканиты фашиально замещаются туфо-терригенными отложениями и олистостромовой толщей с раннесерпуховскими гониотитами в олистолитах [41]. Вулканиты и замещающие их отложения несогласно перекрыты известняками с позднемосковскими фораминиферами. Описано также несогласное залегание на вулканитах конгломератов и известняков с позднебашкирскими фораминиферами [37].

Тектоническая зона, образованная офиолитами и островодужными вулканитами, продолжается из таджикского Памира в Северо-Западный Куньлунь. Разрезы офиолитов Кунгай и Ойтаг (Kungai, Ouytag: см. Ой, рис. 2) сложены базальтами, отчасти с подушечной отдельностью, с прослоями кремней [99]. Упоминают о присутствии ультрабазитов среди этих лав. Базальты Кунгай перекрыты контрастными вулканитами с горизонтами осадочных пород, в которых найдены визейские кораллы. Выше залегают туфогенные породы среднего и кислотного состава [97]. Для базальтов Северо-Западного Куньлуна получено определение Rb-Sr изохронного возраста – около

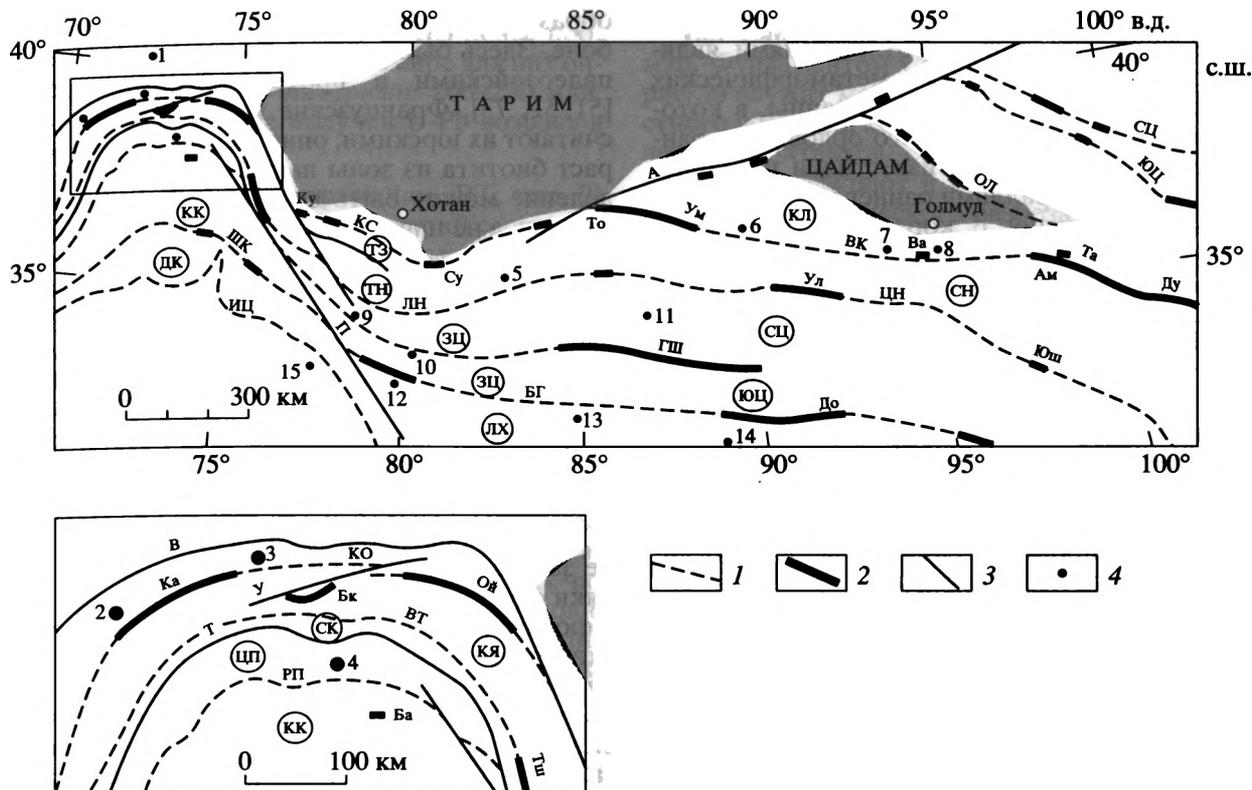


Рис. 2. Тектонические зоны и океанические сuture Высокой Азии.

1 – океанические сuture (БГ – Бангун, ВК – Восточного Куньлуня, ВТ – Ванч-Ташкурган, ГШ – Ганмацо-Шуанху, ИЦ – Инд-Цангпо, КО – Калайхумб-Ойтаг, КС – Куди-Субаши, ЛН – Лихтен, ОЛ – Олонбрук, РП – Рушан-Пшарт, СЦ – Северо-Цилиньская, ЮЦ – Южно-Цилиньская, ЦН – Циньша, ШК – Шиок); 2 – офиолиты (Ам – Аньемачен, Ба – Башгумбез, Бк – Баяндкиик, Ва – базальты Ваньбаогоу, До – Дункяо-Амдо, Ду – Дурьингой, Ка – Калайхумб, Ку – Куди, Ма – Манъя, Ой – Ойтаг, Су – Субаши, Та – Тато, Тш – Тааши, То – Токуздабан, Уланула, Ум – Улугмузтаг, Юш – Юйшу); 3 – разломы (А – Алтынтагский, В – Вахш-Заалайский, П – Памир-Каракорумский, Т – Танымасский, У – Уйбулакский); 4 – районы исследований раннепермской фауны и флоры: 1 – Алай, 2 – Дарваз, 3 – Заалайский хр., 4 – Калакташ, 5 – Панышухе (Panshuihe), 6 – Ащиккольху (Aqqikkolhu), 7 – Найджтал (Naiji Tal), 8 – Голмуд, 9 – перевал Конка (Kongka), 10 – Рутог-Гегуа (Rutog-Gegua), 11 – Ганмацо-Сярган (Gangmasc-Xiyargang), 12 – Шицанхе (Shiquanghe), 13 – Коген (Cogen), 14 – Шенжа (Xainza), 15 – Кашмир.

Буквами в кружках обозначены тектонические зоны: АТ – Алай-Таримская, ДК – Драс-Кохистан, ЗЦ – Западный Цянтан, СЦ – Северный Цянтан, ЮЦ – Южный Цянтан, КЛ – Восточный Куньлунь, КК – Каракорум, КЯ – Курговат-Яркенд, ЛХ – Лхаса, СК – Сарыкольская, СН – Сунпань, ТЗ – Тизнаф, ТН – Тяньшуйхай, ЦД – Цайдам, ЦП – Центральный Памир. Тонированы кайнозойские отложения на Таримском и Цайдамском массивах.

360 млн. лет [97]. Офиолиты прорваны гранитами, для которых по циркону определен U-Pb возраст в 277 и 227 млн. лет [96].

На Северном Памире Южнее сuture Калайхумб-Ойтаг расположены офиолиты Баяндкиик (см. Бк, рис. 2). Они включают большой массив, сложенный перидотитами, пироксенитами, габбро, диоритами, плагиогранитами [34], и толщу базальтов, отчасти подушечных. Состав лав близок толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов [35]. На лавы согласно налегают аргиллиты и известняки с брахиоподами и фораминиферами серпуховского яруса [25]. Выше лежат терригенные отложения верхнего карбона и карбонатные породы перми. Тектоническое положение офиолитов Баяндкиик неясно. Они могут

отмечать фрагмент сuture Калайхумб-Ойтаг, смещенный Уйбулакским сдвигом (см. У, рис. 2), или представляют собой аллохтон с корнями в расположенной южнее сuture Калайхумб-Ойтаг.

1.3. Курговат-Яркенд (см. КЯ, рис. 2). Фундамент зоны сложен гнейсами и кристаллическими сланцами. В Северо-Западном Куньлуне по циркону из гранито-гнейсов определен U-Pb возраст – 2.26 млрд. лет [96]. Здесь же, в бассейне р. Яркенд (Yarkant), метаморфизованные вулканогенные отложения основного, среднего и кислого состава прорваны гранитами, для которых определен Rb-Sr возраст в 1.5 млрд. лет [84]. Для гнейсов U-Pb методом получены также вендский и раннеюрский возрасты метаморфизма [51, 96].

На Северном Памире наиболее древними фаунистически датированными отложениями являются песчаники с обломками метаморфических пород фундамента и глинистые сланцы, в которых найдены кораллы позднего ордовика – раннего силура. Выше лежат известняки и кварцевые песчаники с кораллами раннего силура и карбонатные отложения с кораллами раннего и среднего девона. На них с небольшим угловым несогласием залегают мощные вулканогенно-осадочные отложения, содержащие брахиоподы и кораллы позднего турне и визе [7, 37]. Вулканыты слагают контрастно дифференцированную базальт-риолитовую серию. Породы имеют известково-щелочной состав, встречаются прослои щелочных базальтов. Петрохимия эффузивов свидетельствует об их формировании на континентальной коре [35]. С эффузивами раннего карбона ассоциированы гранитоиды, петрохимическая характеристика которых близка к кислым вулканитам [34]. Более высокое положение в стратиграфическом разрезе занимают песчаники и известняки с гониатитами серпуховского яруса и прослоями лав и туфов кислого и основного состава [3]. Наряду с вулканогенно-осадочными отложениями в рассматриваемой зоне известны разрезы нижнего карбона, сложенные лишь карбонатными породами [37]. Полоса вулканитов нижнего карбона продолжается вдоль западного фланга Памира в Афганский Бадахшан, Западный Гиндукуш и далее на запад [1].

В Северо-Западном Кунылуе, в бассейне Яркенда, на протерозойском основании несогласно залегают мелководные отложения с ископаемой фауной ордовика [79]. Нижнепалеозойские и среднепалеозойские отложения накапливались в мелком море и частично (в девоне) в наземных условиях [17, 69]. Главное отличие от Северного Памира – среднедевонское несогласие и присутствие позднедевонской молассы. На Памире позднему девону соответствует перерыв в осадконакоплении и несогласие наблюдается в основании каменноугольного разреза.

Итак, зона Курговат-Яркенд имеет метаморфический фундамент, на котором в ордовике, силуре и девоне накапливались мелководные осадки, а в раннем карбоне формировалась контрастная серия вулканитов. Вулканизм происходил на континентальной окраине. Он был обусловлен субдукцией или имел рифтогенный генезис. В серпуховском веке к северу от этого сиалического блока на океаническом фундаменте возникла островная дуга [31, 35]. Калайхумбский бассейн, разделявший эту островную дугу и сиалический блок Курговат-Яркенд, был закрыт в позднебашкирское или раннемосковское время. Коллизия сиалического блока с островной другой сопровождалась формированием складок и шарьяжей [41]. В Северо-Западном Кунылуе главное складко-

образование также происходило в позднем карбоне. Здесь были описаны шарьяжи, сложенные палеозойскими и протерозойскими породами [51, 52, 73]. Французские исследователи [51, 52] считают их юрскими, опираясь на изотопный возраст биотита из зоны надвига. Однако это определение может быть возрастом позднейших подвижек, а не шарьяжеобразования. В долине Гездарьи (Gez) и ее левого притока Ойтагсу один из авторов статьи видел синформную складку, имеющую в поперечном сечении около 3 км. В мульде складки залегают подушечные базальты (офиолиты Ойтаг), частью метаморфизованные до амфиболитов. Автохтон сложен мраморами, кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами девона и карбона, принадлежащими Курговат-Яркендской зоне.

В основании неоавтохтона на Северном Памире залегают конгломераты, песчаники и известняки с башкирскими и московскими гониатитами и фораминиферами [3]. Верхний карбон и ассельский ярус перми представлены в двух фациях – карбонатной и флишевой. Эти отложения согласно перекрыты флишем сакмарского и низов артинского яруса, с прослоями туфов андезитобазальтов. Верхняя часть разреза артинского яруса сложена карбонатно-терригенными отложениями [27, 28]. На эти породы трансгрессивно (местами – с угловым несогласием) налегают красноцветные терригенные отложения, среди которых находятся мощные горизонты туфов андезитов и дацитов и линзы мелководных известняков и гипсов. В осадках содержатся конодонты и фораминиферы поздней перми, а в верхней части разреза – аммониты и моллюски индского и оленекского веков триаса [28, 37]. В Северо-Западном Кунылуе к перми–карбону относят [6] толщу известняков, чередующихся с известково-щелочными вулканитами (андезитами, андезитобазальтами), обоснование возраста которой неясно.

Несогласно на пермские отложения на Северном Памире налегают конгломераты и туфопесчаники, чередующиеся с базальтами, андезитобазальтами, андезитами, туфами и углями с флорой позднего триаса [37]. Пояс триасовых вулканитов протягивается из Северного Памира в Западный Гиндукуш и далее на запад [1, 44]. На Памире на породах триаса несогласно лежит угленосная толща лейаса, аалена и байоса. Континентальные и мелководные морские осадки верхней юры, мела и кайнозоя завершают стратиграфический разрез Северного Памира и Северо-Западного Кунылуна.

В рассматриваемой зоне распространены граниты, которые слагают два пояса – северный (внешний) и южный (внутренний). Граниты внешнего пояса ассоциированы с вулканитами раннего карбона и, вероятно, являются раннекаменно-

угольными. Гранитоиды внутреннего пояса прорывают пермские породы. На Памире для них определен К-Аг возраст в интервале 200–230 млн. лет [33, 34], в Куньлуне получен U-Pb возраст в 204 млн. лет [69].

**1.4. Сутура Ванч-Ташкурбан** (см. ВТ, рис. 2) отмечена на Памире поясом протрузий серпентинизированных гипербазитов и линзовидных тел амфиболитизированных габбро и диоритов. Среди серпентинизированных пород распознают дуниты, перидотиты и пироксениты – низкотитанистые высокомагнезиальные породы, близкие к альпинотипным гипербазитам [12]. Пояс продолжается в Северо-Восточный Афганистан, где гипербазиты находятся в поле развития вулканогенных пород основного состава [13]. На Памире гипербазиты залегают среди зеленокаменно измененных основных вулканитов, в них наблюдали шаровую отдельность [34]. Среди лав встречаются песчаники и сланцы и линзы известняков с визейскими кораллами [23] и пермскими фузулинидами [37]. Петрохимические характеристики вулканитов соответствуют толеитовым базальтам [88]. Породы в рассматриваемой зоне метаморфизованы и рассланцованы, фауна редка, толщии нередко находятся в тектонических соотношениях и стратиграфия их мало достоверна. Кроме основных вулканитов, описаны также измененные кислые лавы и туфы, андезито-базальты и базальты, залегающие среди нижпермских(?) осадочных отложений [23].

Офиолиты Тааши (Таахи: см. Тш, рис. 2) в долине р. Ташкурбан отмечают юго-восточное продолжение сутуры Ванч-Ташкурбан [8]. Здесь развиты амфиболитизированные рассланцованные базальты с реликтами подушечной отдельности. Ассоциации с ними находятся метагаббро и пироксениты. Вблизи сутуры описаны также известково-щелочные вулканиты в виде прослоев среди пермских(?) сланцев [69].

Севернее и северо-восточнее сутуры Ванч-Ташкурбан на территории зоны Курговат-Яркенд расположен упомянутый выше внутренний пояс гранитоидов этой зоны, для которых определен возраст в интервале поздний триас – лейас. Это – калиевые граниты, гранодиориты и монзониты, среди которых различают высокотемпературные субдукционные гранитоиды и низкотемпературные граниты. Формирование последних, вероятно, связано со стресс-зонами, возникшими при коллизии [12]. Пояс гранитоидов продолжается в Северо-Западном Куньлуне. Геохимическое изучение этих пород указывает на их формирование во время или после субдукции океанической коры [102]. Кажется резонным связать формирование гранитоидов с субдукцией океанической коры Ванч-Ташкурбанского океанического бассейна под Курговат-Яркендский микроконтинент.

**1.5. Сарыкольская зона и Центральный Памир.** Фундаментом Сарыкольской зоны (см. СК, рис. 2) служат метаморфические породы неизвестного возраста, которые не имеют стратиграфических контактов с палеозойскими породами. Разломы разделяют и большинство других членов стратиграфического разреза зоны. Наиболее древние датированные отложения принадлежат ордовику. В нижней части мощной толщии чередуются трахириолиты, кератофиры, базальты, альбитофиры, выше – песчаники, глинистые сланцы и известняки с трилобитами и криноидеями раннего, среднего и позднего ордовика [29]. Более высокое положение в стратиграфическом разрезе занимают известняки с кораллами позднего ордовика – силура, известняки и песчаники с кораллами и криноидеями венлока-лудлова, раннего девона и эйфельского века, фораминиферами и криноидеями позднего турне и визе. Венчает палеозойский разрез мощная толщиа глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, в которой были найдены аммоноидеи серпуховского века, фораминиферы и криноидеи позднего карбона и ранней перми [4].

Сложная покровная структура Центрального Памира (см. ЦП, рис. 2) во многих случаях не позволяет наблюдать первичные соотношения между стратиграфическими единицами. Наиболее древние датированные отложения – известняки с трилобитами ленского века кембрия [37]. Карбонатное осадконакопление, вероятно, происходило в течение большей части кембрийского периода и продолжалось в раннем ордовике, представленном известняками с трилобитами тремадока и аренига [37]. Разрезы силура и девона образованы терригенными и карбонатными породами с брахиоподами, кораллами и криноидеями [18, 30]. Карбон представлен известняками с брахиоподами, фораминиферами и кораллами турне – московского века [19], верхи карбона и пермь – песчаниками и известняками с брахиоподами и фораминиферами [22]. Таким образом, в течение всего палеозоя зона Центрального Памира была областью накопления мелководных преимущественно карбонатных отложений платформенного типа. Вулканиты среднего-кислого состава были встречены в этой зоне среди терригенных толщии неопределенного возраста. Мезозой и палеоген представлены в Центральном Памире мелководными морскими, солоноватоводными и континентальными отложениями. Угловое несогласие установлено под отложениями верхнего мела. Формирование главных шарьяжей произошло после накопления палеогеновых отложений [40]. Широкое распространение имеют кайнозойские граниты [34, 69].

Границей между Сарыкольской и Центральнопамирской тектоническими зонами служит кайнозойский Танымасский разлом (см. Т, рис. 2),

по которому породы Центрального Памира подвинуты под Северный Памир [20]. Величину надвига можно оценить, опираясь на магнитуду позднекайнозойского Памир-Каракорумского правого сдвига (см. П, рис. 2), северная ветвь которого сопряжена с Танымасским надвигом. Тектонические и фациальные зоны Южного Памира смещены вдоль зоны Памир-Каракорумского сдвига относительно продолжений этих зон в Западном Тибете на 270–290 км [10]. Около сдвига все зоны дугообразно изогнуты, очерчивая горизонтальные складки с вертикальными шарнирами. Поэтому магнитуда сдвига меньше общей величины смещения, часть которого обязана пластической деформации в сдвиговой зоне. Магнитуда сдвига была оценена в интервале 170–250 км [10, 82]. На новых геологических картах Западного Тибета [84, 85] видно, что пластическая деформация тектонических структур на восточном крыле Памир-Каракорумского разлома значительно больше предполагавшейся. В результате большая часть смещения Памира относительно Тибета произошла путем пластической деформации в относительно широкой сдвиговой зоне, и магнитуда смещения по разлому примерно вдвое меньше ранее предполагавшейся. Этот вывод подтверждают данные, полученные на южном участке Памир-Каракорумского разлома: долина Инда и миоценовый интрузивный массив в хр. Каракорум сдвинуты вдоль разлома на 90–120 км [88].

На юго-востоке Памира с Памир-Каракорумским сдвигом сопряжена система правых сдвигов и надвигов в зоне сутуры Рушан-Пшарт [32, 39]. Эти структуры компенсируют большую часть магнитуды Памир-Каракорумского сдвига, установленной южнее Рушан-Пшартской зоны. Поэтому нет оснований предполагать, что под Танымасским надвигом бесследно исчезла какая-либо неизвестная структурно-фациальная зона или океаническая сатура. Центральнопамирская и Сарыкольская зоны, вероятно, принадлежали одному палеозойскому континентальному блоку, где Сарыкольская зона была его пассивной окраиной, на которой в карбоне и перми накопилась мощная толща терригенных отложений.

**1.6. Сатура Рушан-Пшарт** (см. РП, рис. 2) представляет собой зону надвигов и тектонических чешуй, имеющую изменчивую ширину (максимальная – 25 км). Тектонические чешуи сложены породами окраин мезозойского океанического бассейна. Здесь в ранней перми, поздней перми и триасе на фоне накопления бативальных кремнисто-терригенных и кремнисто-карбонатных осадков происходили излияния высококальциевых базальтов, пикритовых базальтов, андезитов-базальтов и трахитов, при преобладании базальтовых лав [16, 32, 72].

В сутурной зоне от океанической коры сохранились лишь тектонические линзы серпентинитов и гиадокластовых базальтов. Фрагменты океанической коры описаны в 40 км южнее сутуры в тектоническом окне Башгумбес (см. Ба, рис. 2), где под кайнозойским шарьяжем обнажены тектонические пластины, сложенные породами офиолитовой ассоциации: серпентинитами и гарцбургитами, пронизанными дайками габбро, габбродиоритов и плагиогранитов, щелочными оливковыми и толеитовыми шаровыми базальтами и кремнями. Геохимические особенности базальтов указывают на их океаническое происхождение. В алевролитах среди лав обнаружен фитопланктон мезозойского возраста. На основных лавах лежит толща кислых лав и пирокластов и олистострома с глыбами известняков, содержащих фауну перми и триаса до карнийского века включительно. В породах, слагающих олистолиты, узнают породы Центрального Памира [45]. Формирование этой олистостромовой толщи может быть связано с шарьярованием пород Центрального Памира на Каракорумский блок при коллизии этих блоков. Время формирования этой олистостромы не известно. Подобная олистострома перекрывает пермско-триасовые вулканогенно-осадочные отложения, развитые в сутурной зоне. Здесь в прослоях известняков среди олистостромы обнаружены юрские криноидеи [72].

**1.7. Каракорум** (см. КК, рис. 2). Тектоническая зона Каракорум ограничена на севере сатурой Рушан-Пшарт, на юге – сатурой Шиок. Она охватывает южную часть Памира и хр. Каракорум. Допалеозойский фундамент зоны обнаружен на Юго-Западном Памире. Палеозойский разрез Юго-Восточного Памира начинается терригенными отложениями с фауной раннего и позднего карбона, сакмарского и артинского веков перми [14, 37, 39]. Остальная часть пермской системы и большая часть триаса представлены мелководными карбонатно-терригенными отложениями и карбонатно-кремнистыми осадками, сформировавшимися в более глубоких условиях. В ранней перми происходили излияния базальтов, а в конце перми на части территории отлагались туфы, туффиты и вулканомиктовые песчаники с обломками пород основного и кислого состава [39]. Карбонатный разрез верхнего триаса частично замещается и надстраивается терригенным флишем с фауной карния и рэта [2]. На дислоцированных отложениях перми и триаса несогласно залегают красноцветные песчаники, которые вверх по разрезу сменяются мелководными преимущественно карбонатными отложениями с фауной всех эпох юрского периода. На них несогласно лежат морские и континентальные третичные обломочные отложения и вулканы кислого и среднего состава. Формирование гранитоидов в Юго-Восточном и Юго-западном Па-

мире происходило в позднем триасе–ранней юре, в мелу и в третичное время [12].

Стратиграфический разрез верхнего палеозоя и мезозоя Северного Каракорума подобен разрезу Юго-Восточного Памира [64, 87]. Необходимо отметить отсутствие флиша в разрезе верхнего триаса, который сложен карбонатными породами. Многочисленные геохимические анализы и определения возраста гранитоидов U-Pb, Ar-Ar и K-Ar методами позволили обосновать схему магматизма Каракорума [87]. Субдукционные гранитоиды формировались в поздней юре и раннем мелу. Они слагают вытянутый на 600 км батолит Южного Каракорума, который характеризует южный край Каракорумского блока как окраину андийского типа. Послеколлизионные граниты имеют олигоценый и, главным образом, миоценовый возраст.

**1.8. Сутура Шиок** (Shyok: см. ШК, рис. 2) отделяет блок Каракорум от пород мезозойской островной дуги Драс-Кохистан (Dras-Kohistan: см. ДК, рис. 2). Части офиолитового разреза (перидотиты, пироксениты, габбро, базальты, кремни) встречены в виде глыб в олистостроме, которая содержит также обломки известняков альба-апта, распространенных в Кохистане. Породы в зоне сутуры интенсивно кливажированы и смяты в складки, радиометрический возраст деформаций 100–90 млн. лет (сеноман–турон). Эти деформации, вероятно, являются следствием коллизии островной дуги с блоком Каракорум при закрытии окраинного моря Шиок в позднемеловое время [87].

**1.9. Океанические бассейны.** Суммируем данные о времени существования океанических бассейнов.

**Бассейн Калайхумб-Ойтаг** располагался между энсиматической островной дугой и сиалическим блоком Курговат-Яркенд. Есть свидетельства его существования в раннем карбоне, о чем говорит возраст офиолитов и пород энсиматической островной дуги. Эта островная дуга существовала от раннесерпуховского до ранне- или позднебашкирского времени. Возникновение этого окраинного бассейна относят к турнейскому веку и связывают с рифтогенной контрастной серией вулканитов этого возраста, развитой на краю блока Курговат-Яркенд [23, 35]. В башкирское или раннемосковское время Калайхумбский окраинный бассейн был закрыт. Об этом свидетельствует возраст неоавтохтона, лежащего на шарьяжах, сложенных породами блока Курговат-Яркенд и надвинутых на породы островной дуги [41].

Мало данных об океаническом бассейне, который располагался севернее указанной островной дуги и отделял ее от Алай-Таримского континента. Позднекаменноугольный и раннепермский флиш в разрезе неоавтохтона в северной части блока Курговат-Яркенд свидетельствует о том,

что в это время существовал глубоководный бассейн между Памиром и Таримом. Вероятными свидетелями позднепалеозойской субдукции на активной окраине бассейна являются известково-щелочные вулканиты перми-карбона в Северо-Западном Куньлуне и туфы и лавы в разрезе верхней перми – триаса Северного Памира. Сутура этого палеозойского океанического бассейна на Памире не обнажена.

**Бассейн Ванч-Ташкуртан.** Возраст офиолитов и флиша свидетельствуют о существовании этого океанического бассейна в карбоне и ранней перми. В поздней перми – триасе в результате субдукции океанической коры под блок Курговат-Яркенд бассейн был закрыт. Об этом свидетельствуют субдукционные и коллизионные гранитоиды. Время возникновения этого бассейна не документировано. Предположительно он образовался в девоне или раннем карбоне. Он может быть и более древним: известные в Сарыкольской зоне щелочные лавы ордовика свидетельствуют о континентальном рифтогенезе, с которым могло быть связано открытие океанического бассейна.

**Бассейн Рушан-Пшарт.** Существование океанического бассейна представляется обоснованным. Во всяком случае, в позднем триасе он, скорее всего, существовал, так как в это время южнее сутуры в окраинной зоне Юго-Восточного Памира накаливались глубоководные турбидиты. Формирование вулканитов поздней перми-триаса связывают с рифтогенезом, вследствие которого возник рассматриваемый бассейн с океанической корой [32]. Однако раннепермский базальтовый вулканизм в сутурной зоне делает вероятным несколько более древнее время возникновения бассейна. Коллизия Центрального Памира с блоком Каракорум произошла в конце рэта – начале лейаса перед формированием олистостромы и накоплением красноцветных кластитов Юго-Восточного Памира.

**Бассейн Шиок** представлял собой краевое море, отделенное островной дугой Драс-Кохистан от океана Тетис. Вулканическая активность дуги развивалась в юре – раннем мелу. Это окраинный бассейн был закрыт в середине мела. Зона субдукции падала по Каракорумский блок.

## 2. Западный Куньлунь и Западный Тибет

**2.1. Южная окраина Тарима.** В предгорьях Западного Куньлуна выведен на поверхность метаморфический фундамент Таримской платформы. В гнейсах по цирконам определен Rb-Sr возраст в 1567 и 1764 млн. лет [84] и U-Pb возраст в 2260 млн. лет [76]. На метаморфическом фундаменте несогласно лежат известняки с микрофлорой синия. Они содержат прослои толеитовых базальтов,

которые, вероятно, имеют рифтогенное происхождение [77]. Выше несогласно залегают красноцветные песчаники с девонской флорой и известняки карбона и перми [76, 90]. Древние породы прорваны раннепалеозойскими гранитами [58, 101]. Верхняя часть стратиграфического разреза сложена морской юрой и мощной континентальной толщей кайнозоя.

**2.2. Сутура Куди-Субаши (Kudi-Subashi: см. КС, рис. 2)** отмечена цепью выходов офиолитов. Офиолиты Куди (см. Ку, рис. 2) расположены у границы Северо-Западного и Западного Куньлуня. Здесь развиты дуниты, перидотиты, гарцбургиты, кумулятивное габбро, мощная толща базальтов с шаровой отдельностью, радиоляриты и глубоководные турбидиты. Геохимия вулканитов свидетельствует о формировании в обстановках срединно-океанического хребта и островной дуги [79, 97]. Возраст офиолитов является предметом дискуссии. Одни авторы считают их древними и приводят следующие доводы [79, 96]. Среди осадков офиолитового разреза встречены прослои мрамора со строматолитами синия. Для дайки среди ультрабазитов, превращенной в амфиболит, был определен U-Pb изохронный возраст – 816 млн. лет [69]. Офиолиты прорваны диоритами, гранодиоритами и монцогранитами. Для диоритов определен Rb-Sr изохронный возраст в 480 млн. лет и Ag-Ag возраст в 480 млн. лет [69]; для гранодиоритов по биотиту определен возраст, равный 449 млн. лет (Ag-Ag плато), по роговой обманке и циркону – 474 и 458 млн. лет (U-Pb изохрона), для монцогранитов возраст определен по породе в 423 и 510 млн. лет (Rb-Sr изохрона) и по биотиту – 384 млн. лет (Ag-Ag плато) [96]. Были описаны также несогласные перекрытия офиолитов флишем с радиоляриями ордовика [101] и девонскими породами [79]. Однако другие исследователи считают контакты офиолитов с гранитами и другими породами тектоническими и показывают офиолиты в аллохтонном залегании [58, 77]. Согласно второй точке зрения, офиолиты имеют каменноугольный возраст. В ее пользу приводят определение Rb-Sr изохронного возраста подущечных лав по породе – 359 млн. лет и находку позднепалеозойской микрофауны в радиоляритах офиолитового разреза [58]. Кажется наиболее вероятным, что в зоне сутуры (как и в Восточном Куньлуэне) есть и допалеозойские, и раннепалеозойские, и каменноугольные офиолиты.

Гипербазиты Субаши (см, рис. 2) расположены в вершине дуги Западного Куньлуэня. Возраст этого и других тел гипербазитов, которые отмечают рассматриваемую сутуру к востоку от Куди, не известен [99].

**2.3. Зоны Тизнаф и Тяньшуйхай.** Фундамент зоны Тизнаф (Tisnab: см. ТЗ, рис. 2) сложен гнейсами и прорывающими их гранитами. Ag-Ag воз-

раст метаморфизма гнейсов определен по биотиту в 420 млн. лет и по калишпату – 350–380 млн. лет. Для посткинematических гранитов определены U-Pb возраст по циркону – 377 млн. лет, Rb-Sr возраст по биотиту –  $380 \pm 10$  млн. лет и по породе –  $392 \pm 35$  млн. лет (средний девон) [76]. На метаморфических породах несогласно залегают верхнепалеозойские отложения, разрез которых сложен карбонатными породами и островодужными вулканитами. С последними, вероятно, генетически связаны гранодиориты, для которых по биотиту определен Rb-Sr изохронный возраст – 267 млн. лет [96]. Гнейсы прорваны гранитами, для которых Ag-Ag методом получен позднетриасовый возраст –  $211 \pm 8$  и  $212 \pm 11$  млн. лет [76, 96]. Химические особенности гранитов свидетельствуют об их субдукционном генезисе [58]. Несогласно на разных породах лежит красноцветная моласса с ископаемой фауной позднего триаса и угленосная юра, охарактеризованная флорой [77]. Среди юрских сланцев встречены кислые лавы, для которых Rb-Sr методом определен возрастов  $163 \pm 10$  (изохрона) и  $180 \pm 10$  млн. лет [58, 76, 77].

В основании видимого разреза зоны Тяньшуйхай (Tianshuihai: см. ТН, рис. 2) расположена толща песчаников, сланцев и мраморов с протерозойскими строматолитами. На них несогласно залегает мощная толща конгломератов, песчаников, сланцев и мраморов с брахиоподами, трилобитами и цефалоподами позднего ордовика, найденными в верхней части этого разреза. Нижний силур представлен аркозовыми песчаниками с брахиоподами. Выше несогласно лежат песчаники с фауной среднего девона. Верхний девон представлен кварцевыми песчаниками и карбонатными породами, нижний карбон – песчаниками, конгломератами и известняками с брахиоподами и гастроподами [58]. Несогласно на описанных породах залегает мощный немой интенсивно деформированный флиш. В олистоплаках(?) среди флиша собрана ископаемая фауна палеозоя и триаса [79]. Возраст флиша считают триасовым (по сопоставлению с Восточным Тибетом), но он может включать и поздний палеозой. Флиш прорван раннеюрскими гранитами, для которых определен U-Pb возраст по циркону, составляющий  $192$  млн. лет, Ag-Ag (плато) возраст по мусковиту –  $190 \pm 8$  млн. лет и по биотиту –  $177 \pm 3$  млн. лет [76]. Для монцогранитов по биотиту получен Ag-Ag (плато) возраст в 196 млн. лет [96]. На флише лежит морская юра: песчаники, сланцы и известняки. На них с небольшим угловым несогласием и резко несогласно на флише и более древних породах лежат конгломераты, красноцветные песчаники и известняки с рудистами альба-апта [76].

Границей между зонами Тизнаф и Тяньшуйхай служит разлом, в зоне которого наблюдали структурные признаки левого сдвига [76, 77]. Некоторые исследователи рассматривают эту границу как

океаническую сутуру [58, 79 и др.], но ни офиолитов, ни других признаков существования океанического бассейна между зонами описано не было. Мы представляем обе зоны в составе одного палеозойского сиалического блока Тизнаф-Тяньшуйхай.

**2.4. Сутура Лихтен (Lighten: см. ЛН, рис. 2).** Границей между зонами Тизнаф-Тяньшуйхай и Цянтан в Западном Тибете служит разлом Лунмуцо (Longmuco), по которому в кайнозое происходили левосдвиговые смещения [76]. Офиолиты в зоне этого разлома не известны. Непосредственно южнее разлома Лунмуцо распространены гондванские фации позднего палеозоя с диамиктитами и раннепермской холоднолюбивой фауной пелеципод и фузулинид, а севернее его, в Куньлуне, были найдены кораллы того же возраста, свидетельствующие о тропическом климате [58, 85]. По-видимому, по разлому Лунмуцо была сдвинута океаническая сутура, разделяющая тектонические зоны Тизнаф-Тяньшуйхай и Цянтан. В западном Куньлуне ее называют сутурой Лихтен [90] или сутурой Цяортяньшань-Хуншаньху (Qiaoertianshan-Hongshanhu [58, 79]).

**2.5. Западный Цянтан (Qiangtang: см. ЗЦ, рис. 2).** Фундамент зоны Цянтан сложен метаморфическими породами неизвестного возраста, среди которых есть метабазиты и андезиты. Палеозой представлен разрезами двух типов – с флишем и известняковым. В разрезе первого типа наиболее древние датированные породы – песчаники, сланцы, основные вулканиты и кремнистые известняки с брахиоподами раннего карбона. Такой характер разреза сохраняется в низах верхнего карбона. Верхняя часть разреза карбона и основание перми сложены диамиктитами, глыбы несут следы обработки ледником [59]. На диамиктитах лежит мощный флиш ассельско-сакмарского возраста с пелециподами, брахиоподами и коралами гондванского типа [58]. На части территории формирования флиша продолжалось до поздней перми. В основании флиша и среди него залегают покровы и силлы базальтов [92]. Верхняя пермь представлена карбонатными породами, которые лежат с угловым несогласием, среди известняков залегает горизонт базальтов и радиоляритов [58].

К другому типу разреза принадлежит 1500-метровая толща карбонатных пород, заключающая в себе отложения с фауной девона, карбона и перми [59]. Локализовать распространение фациальных типов палеозоя на всей территории блока Цянтан не удается. На юго-западе зоны распространен флишевый тип разреза [92]. Пермские отложения в хребте Агыл (Aghil), вероятно, принадлежат к этому же типу [65].

На палеозое лежат отложения триаса, представленные рифовыми и пелагическими известняками. Соотношение между палеозоем и триа-

сом описано как согласное [65, 92], так и несогласное [58]. В ранней–средней юре (вероятно, включая батский век) накапливались мелководные известняки. Нижняя часть разреза средней–верхней юры сложена мощным несогласно залегающим флишем, верхняя – рифовыми известняками [58]. В основании некоторых разрезов под флишем описаны красноцветные песчаники [65]. В среднеюрской части разреза присутствуют базальты. Немые красноцветные конгломераты и песчаники с прослоями кислых лав несогласно залегают на подстилающих отложениях и согласно перекрыты известняками с микрофауной эоцена [58]. Граниты с Ar-Ag возрастом по биотиту и мусковиту, равным 87–91 млн. лет, прорывают палеозойские и меловые породы [76].

**2.6. Сутура Бангун (Banggong: см. БГ, рис. 2)** отмечена зоной дикого флиша или тектонического меланжа с блоками гарцбургитов, серпентинизированных перидотитов, габбро, базальтов, радиоляритов и известняков во флишевом матрице. Возраст известняков в глыбах – от пермско-каменноугольного до аптского. Описан и полный разрез офиолитовой ассоциации от перидотитов через кумуляты, дайковый комплекс к шаровым лавам и радиоляритам с фауной средней–поздней юры. Rb-Sr возраст базальтов находится в интервале 182–207 млн. лет. Интенсивно смятый флиш и меланж несогласно перекрыты известняками с эндемичной фауной конца раннего или начала позднего мела [75, 76, 85].

**2.7. Океанические бассейны.** Имеющиеся данные (офиолиты, островодужные вулканиты) позволяют говорить о том, что океанический бассейн Куди-Субаши существовал в синии – раннем палеозое, в карбоне и, возможно, в перми. Триасовые субдукционные граниты в зоне Тизнаф позволяют предполагать его существование и в триасе. Девонский метаморфизм и деформации в зоне Тизнаф и однообразные гранитоиды рассматривают как довод в пользу коллизии этого блока с Таримом и закрытия бассейна Куди-Субаши в девонское время [76]. Все проявления субдукционного магматизма в позднем палеозое и триасе распространены к югу от сутуры.

**Бассейн Лихтен.** Признаки существования океанического бассейна (палеогеографические и биогеографические данные, раннепермский флиш) относятся к позднему палеозою, признаки открытия и закрытия бассейна не известны. Возможно, раннеюрские граниты в зоне Тяньшуйхай являются отзвуком процесса закрытия этого бассейна.

Для бассейна Бангун возраст глыб в диком флише и перекрывающих флиш известняков позволяет определить время закрытия бассейна как раннемеловое. Юрский и пермский флиш свидетельствуют о вероятном существовании этого бассейна в это время.

### 3. Восточный Куьнлуь и Восточный Тибет

**3.1. Цайдам и Восточный Куьнлуь.** В Восточном Куьнлуе выделяют две тектонические зоны, Разделенные разломом. Фундмент Северной зоны сложен древними породами Цайдамского массива – гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами с Rb-Sr возрастом в 1990 и 1846 млн. лет [60, 65]. Вышележащие толщи представлены кварцитами и метаморфизованными карбонатными отложениями со строматолитами среднего рифея, на которых несогласно лежат граувакки и доломиты со строматолитами позднего рифея [60, 83]. В западной части зоны на протерозое несогласно залегают различные осадки и известково-щелочные дифференцированные вулканы с кораллами и цефалоподами среднего – позднего ордовика [83]. Лавы и пирокласты, часто превращенные в зеленые сланцы, имеют преимущественно средний состав. Среди них один из авторов статьи наблюдал небольшие базит-ультрабазитовые расслоенные тела. Эти породы слагали энсиалическую подводную вулканическую дугу. По ее южному краю в горах Чимантаг (Qimatntag) выявлен фрагмент преддуговой аккреционной призмы с тектоническими линзами серпентинитов, которые вмещают блоки катаклазированных диабазов, а также глыбы базальтов, кремней и зеленый сланцев.

В бассейне р. Голмуд на докембрийских метаморфитах залегают конгломераты и песчаники, сменяющиеся вверх наземными базальтами, андезитами и риолитами, содержащими осадочные прослойки и флорой позднего девона [60]. Вулканы формировались на активной континентальной окраине [81]. Они перекрыты конгломератами и аркозовыми песчаниками верхнего визе – нижнего серпухова [63]. Локально распространены известняки с брахиоподами раннего и фораминиферами позднего карбона [62]. К Северной зоне приурочена прерывистая полоса позднетриасовых континентальных лав среднего и кислого состава, переслаивающихся с пирокластическими и терригенными отложениями. K-Ag возраст этих пород – 222–235 млн. лет. Петрохимические особенности вулкаников указывают на их формирование в надсубдукционной обстановке [60, 63, 83]. Континентальная угленосная моласса юры и красноцветные отложения мела завершают разрез мезозоя.

Вдоль северного склона Восточного Куьнлуя протягивается пояс гранитоидов, состав которых меняется от гранитов до диоритов. Геохимические характеристики пород свидетельствуют об их формировании на активной окраине океана или после коллизии [68]. Для гранодиоритов этого пояса был определен Rb-Sr возраст, равный  $257 \pm 26$  млн. лет, и U-Pb возраст в  $240 \pm 6$  млн. лет (поздняя пермь–ранний триас) [68]. Присутству-

ют интрузии с Rb-Sr возрастом в  $394 \pm 13$  млн. лет [94] и с K-Ag возрастом в 417 и 386 млн. лет (поздний силур и ранний девон), а также граниты и монцограниты, прорывающие породы верхнего триаса, с K-Ag возрастом в 219–191 млн. лет (поздний триас–ранняя юра) [83].

В основании разреза Южной зоны Восточного Куьнлуя в бассейне р. Голмуд залегают граувакковые и кварцевые песчаники, филлиты и толща метаморфизованных базальтов, андезитов, их туфов и туффилов, согласно перекрытая мраморами со строматолитами позднего докембрия [58, 63]. Для базальтов имеются датировки Ar-Ag методом – 660 млн. лет, K-Ag методом – 718 и 1057 млн. лет [60, 83]. Состав базальтов – переходный между щелочным и толеитовым. Строение разреза и геохимия вулкаников позволили сделать вывод об их формировании в континентальном рифте [81]. Нижний палеозой представлен толщей граувакковых и полимиктовых песчаников, филлитов, калькаренинов и известняков с фрагментом триобита раннего(?) ордовика и многочисленными кораллами среднего–позднего ордовика. Разные части толщи имеют строение турбидитов и флюксотурбидитов [63]. На западе зоны, к югу от гор Чимантаг, распространены известняки с кораллами среднего девона [62].

Более высокое положение в разрезе Южной зоны занимает мощная толща известково-щелочных базальтов, андезитов, риолитов и красноцветных континентальных кластитов. Они перекрыты карбонатно-терригенными отложениями с кораллами и фораминиферами раннего карбона [58, 83]. Верхний карбон представлен вулканиками кислого и среднего состава и осадочными породами с брахиоподами и фораминиферами в верхах разреза [60]. Пермские толщи отделены несогласием от более древних. Разрез сложен кластитами и известняками с горизонтами кислых вулкаников. Фауна фузулинид, брахиопод и цефалопод указывает на позднюю пермь (ярусы Маокоу-Чансин) [83]. Триасовые отложения несогласно залегают на палеозое и допалеозое. Разрез начинается конгломератами, на которых лежат песчаники с прослоями андезитов, риолитовых туфов и известняки с фауной раннего и среднего триаса. Несогласно на них залегают угленосные отложения с флорой позднего триаса и континентальные вулканики, представленные известково-щелочными породами среднего и кислого состава [83, 100]. Раннеюрские граниты с Rb-Sr изохронным возрастом в  $189 \pm 7$ ,  $194 \pm 17$  и  $198 \pm 56$  млн. лет прорывают породы Южной зоны Восточного Куьнлуя [68], но соотношение гранитов с континентальными вулканиками неясно. Известны также граниты с U-Pb возрастом в  $413 \pm 5$  млн. лет и диориты с Rb-Sr изохронным возрастом в  $426 \pm 3$  млн. лет [48].

**3.2. Сутуры Восточного Куньлуня** (см. ВК, рис. 2). На востоке этой горной страны, в хребте Аньемачен (Ануемачен) находится зона длиной 400 км (см. Ам, Ду, рис. 2), в которой откартировано более 100 выходов офиолитов. Тела офиолитов и других пород слагают глыбы и тектонические чешуи среди флиша. Геохимия базальтов и габбро свидетельствует о формировании в срединно-океаническом хребте. Для габбро определен Rb-Sr изохронный возраст в  $495 \pm 81$  и  $518 \pm 102$  млн. лет и U-Pb возраст по циркону в  $467 \pm 1$  млн. лет. Для базальтов получен Rb-Sr изохронный возраст  $480 \pm 21$  и  $340 \pm 12$  млн. лет, и Pb-Pb изохронный возраст в  $491 \pm 44$  [11, 48, 49]. В этой же зоне были описаны амфиболиты с возрастом метаморфизма 579 млн. лет [96]. В обломках кремней из офиолитового меланжа обнаружены радиолярии раннего карбона [11, 48]. Сообщают также о присутствии в меланже раннепермских базальтов с Rb-Sr возрастом в 260 млн. лет [91]. Позднепермская моласса запечатывает офиолитовый меланж Аньемачена [48]. Севернее основной сутуры расположены офиолиты Тато (Tatuo: см. Та, рис. 2), которые представлены перидотитами, троктолитами, габбро, параллельными дайками и мощной толщей базальтов [58]. Возраст офиолитов Тато не определен.

В зоне сутуры Аньемачен находятся офиолиты и островодужные вулканы, которые, судя по геохимическим характеристикам, формировались на внутриокеанической островной дуге [80]. Вулканы имеют основной и средний состав, на них согласно лежат калькарениты с конодонтами ассельского яруса перми [36]. Островодужные образования распространены также в восточной части зоны. Здесь описаны офиолиты Дурынгой (Dur'ngoi: см. Ду, рис. 2), которые представлены кумулятивными габбро, дайками диабазов и подушечными базальтами, имеющими состав островодужных толеитов. Породы метаморфизованы до амфиболитов, U-Pb возраст метаморфизма 417–421 млн. лет [91]. В пределах рассматриваемой сутурной зоны расположены также гранитоиды островодужного типа, имеющие U-Pb возраст в  $402 \pm 24$  млн. лет [47].

Западнее хребта Аньемачен Восточно-Куньлуньская сутура проходит вдоль кайнозойского Южно-Куньлуньского сдвига. Вблизи от него известны выходы габбро и островодужных базальтов Ваньбаогоу (Wanbaogou: см. Ва, рис. 2), имеющих Rb-Sr изохронный возраст – 684 млн. лет [97]. Выходы пород офиолитовой ассоциации появляются вновь на северном склоне горного массива Улугмузтаг (Ulugh Muztag), где описан меланж с серпентинизированными перидотитами и кумулятивным габбро [78]. Эта офиолитовая зона (см. Ум, рис. 2) протягивается на запад до Алтынтагского сдвига (см. А, рис. 2). Здесь в горах Токуздабан (Tuokuzidaban: см. То, рис. 2) залегает мощ-

ная толща базальтов и андезитов-базальтов с прослоями осадочных пород, в которых содержатся брахиоподы и кораллы визейского века. В этом же районе и южнее известны флишевые отложения с фауной позднего карбона [99].

**3.3. Сунпань** (Songpan: см. СН, рис. 2). В восточном Тибете в зоне Сунпань обнаружен мощный (10 км) флиш, представляющий собой дистальные турбидиты с прослоями кремней и пелагических известняков. В этих породах найдена ископаемая фауна всех отделов триаса [83, 98]. Описано несогласное залегание флиша на пермских породах [83]. Флиш интенсивно деформирован. Он прорван посттектоническими тоналитами, имеющими поздне триасовый K-Ar возраст –  $213 \pm 6$  млн. лет [61]. Выше лежит морская и континентальная юра и континентальные отложения мела-палеогена [60]. Палеозойское и допалеозойское основание блока обнажено в Западном Тибете в зоне Тизнаф-Тяньшуйхай, продолжением которой является рассматриваемая зона.

**3.4. Сутура Цзиньша** (Jinsha, см. ЦН, рис. 2) отмечена широкой (50 км) офиолитовой зоной Уланула (Ulan Ula: см. Ул, рис. 2), расположенной севернее и восточнее одноименного озера. Здесь развит офиолитовый меланж и обнажены гипербазиты, габбро, подушечные базальты, пикриты и кремни с радиоляриями турнейского яруса. Петрохимические характеристики базальтов подобны породам внутриокеанических островов. Для габбро определен раннепермский Rb-Sr возраст –  $266 \pm 41$  млн. лет. Офиолитовый меланж несогласно перекрыт отложениями позднепермского-раннетриасового возраста [58]. Юго-восточнее рассматриваемая сутура отмечена офиолитами Юйшу (Yushu: см. Юш, рис. 2). Они слагают тектонические блоки среди пород верхнего триаса и представлены перидотитами, габбро, подушечными базальтами, пикритами и силицитами. Геохимия лав свидетельствует об излиянии на срединно-океаническом хребте [80]. В блоках среди меланжа в зоне Цзиньша содержатся также кремни с фауной раннего триаса. Имеются признаки обдукции офиолитов из бассейна Цзиньша в сторону Цянтана [61].

**3.5. Северный Цянтан** (см. СЦ, рис. 2). Описанная на западе Тибета тектоническая зона Цянтан в Восточном Тибете расщеплена океанической сутурой на северную и южную части. В основании разреза Северного Цянтана описаны кристаллические породы, перекрытые карбонатными отложениями синия [60]. Более высокое положение в разрезе занимают кварцевые песчаники, филлиты и известняки верхнего ордовика и нижнего силура. Они несогласно перекрыты карбонатно-терригенными отложениями среднего-верхнего девона. Карбон и ранняя пермь представлены в двух фациях – угленосной с вулканитами среднего

состава и мощным флишем с диамиктитам, прослоями основных лав и фауной гондванского типа [58, 10]. Особенности геохимии лав из угленосных отложений могут быть объяснены их формированием в условиях рифтогенеза [81]. Верхней перми представлены рифовыми известняками. На них несогласно лежат песчаники и известняки верхней перми. В основании разреза триаса находятся базальты и радиоляриты, на них лежат мелководные известняки триаса и нижней юры. Средняя юра представлена карбонатным флишем с прослоями субщелочных андезитов [81], верхняя юра – мелководными известняками. Несогласно на смятых в складки породах залегают мелководные и континентальные отложения верхнего мела – эоцена. Все системы и отделы описанного разреза имеют палеонтологическое обоснование [58, 85].

**3.6. Сутура Ганмацо-Шуанху (Gangmasc-Shuanghu: см. ГШ, рис. 2).** Это – тектоническая зона, насыщенная выходами пород офиолитовой ассоциации. Зона имеет в плане форму линзы, шириной около 100 км и длиной более 500 км. Состав лав изменяется вверх по геологическому разрезу от щелочных базальтов до толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. Среди базальтов встречены глыбы известняков раннепермского возраста. Кремни в офиолитовом меланже содержат радиолярии триаса. Офиолиты залегают среди диамиктитов верхнего карбона – нижней перми, которые рассланцованы и частично превращены в глаукофановые сланцы. Аг-Аг возраст кроссита –  $223 \pm 4$  млн. лет (поздний триас). Непосредственно севернее зоны Ганмацо-Шуанху распространены известково-щелочные вулканы и моласса раннеюрского возраста [58, 70].

Восточнее зоны Ганмацо-Шуанху на ее простирации обнажены породы с фузулинидами и брахиоподами поздней перми. Нижняя часть этого разреза сложена известняками и лавами среднего и основного состава, которые выше сменяются чередованием базальтов с песчаниками и сланцами. Геохимия базальтов свидетельствует об их внутриконтинентальном происхождении. Верхняя часть разреза верхней перми сложена кластитами с прослоями известняков и углей [58, 63, 100].

**3.7. Южный Цянган (см. ЮЦ, рис. 2).** В южной зоне Цянтана распространены породы мезозойского возраста, которые слагают синклиорий Тангула (Tanggula). Несогласно на породах разного возраста лежит верхний триас. Нижняя часть его разреза сложена мелководными и континентальными отложениями, а верхняя – базальтами, андезитами и риолитами, чередующимися с горизонтами известняков и терригенного флиша. Лавы имеют известково-щелочной состав, отвечающий вулканикам островодужного типа. Отмечено

присутствие щелочных базальтов. Юра представлена мощной толщей красноцветных аллювиальных и морских мелководных осадков, мел и палеоген – континентальными отложениями [58, 63].

**3.8. Сутура Бангун (см. БГ, рис. 2)** отмечена офиолитами Дункяо-Амдо (Dongkiao-Amdo: см. До, рис. 2). Вследствие интенсивных деформаций офиолиты дезинтегрированы. В разобщенном виде обнажены ультрабазиты, кумуляты, параллельные дайки, подушечные базальты. По петрохимическим и геохимическим характеристикам были определены океанические породы и островодужные базальты [80]. В кремнях, лежащих среди базальтов и на них, обнаружены радиолярии лейаса и титона. Для габбро и амфиболитов определен поздне триасовый Аг-Аг возраст – 200–220 млн. лет [58]. Офиолиты были шарьированы на расположенный южнее блок Лхаса и сохранились в виде многочисленных останцов тектонического покрова в зоне шириной 180 км. Офиолитовый аллохтон лежит на юрском флише и перекрыт конгломератами, песчаниками и мелководными известняками с кораллами поздней юры–раннего мела [58]. Несогласно на всем лежат красноцветные песчаники и андезиты верхнего мела.

**3.9. Океанические бассейны.** Сутурная зона Восточного Куньлуна содержит сутуру океанического и задугового (или задуговых) бассейнов. Изотопный возраст рифтогенных вулканитов и наиболее древних офиолитов свидетельствуют о существовании в Восточном Куньлуэ океанического бассейна с синия. Для более поздних эпох есть данные об океанических базальтах и габброидах кембрия, турбидитах и островодужных вулканитах среднего–позднего ордовика, надсубдукционных гранитоидах позднего силура и раннего девона, о субдукционных вулканитах позднего девона–раннего карбона, раннекаменноугольных океанических базальтах и кремнях, энсиматической островной дуге в позднем карбоне и о коллизионном или постколлизионном магматизме в интервале поздняя пермь–триас. В позднем палеозое зона субдукции погружалась в сторону Цайдама. Угловые несогласия в поздней перми и триасе – свидетели деформаций, которые, вероятно, сопровождали формирование аккреционной призмы, включая коллизию каменноугольной островной дуги с Восточным Куньлуном. Вероятно, с этим же процессом связано накопление позднепермской молассы. Полностью бассейн был закрыт до формирования угленосных континентальных осадков позднего триаса.

Данные по офиолитам в сутуре Цзиньша говорят о том, что этот океанический бассейн существовал в карбоне и перми. Формирование позднепалеозойских вулканитов Северного Цянтана связаны с континентальным рифтогенезом вблизи края бассейна. Этот рифтогенез может быть

отголоском процесса открытия бассейна Цзиньша. Раннетриасовые радиоляриты в Северном Цянтане и кремни того же возраста, обнаруженные среди меланжа, вероятно, накапливались в глубоководном бассейне, который мог иметь остаточный характер. Судя по возрасту деформаций, коллизия могла начаться в поздней перми, но полностью бассейн Цзиньша был закрыт в триасе.

Особенности вулканизма в сутуре **Ганмацо-Шуанху** свидетельствуют о рифтогенном открытии одноименного океанического бассейна в перми или позднее. Коллизия и закрытие бассейна произошли в конце триаса, судя по раннеюрской молассе и возрасту метаморфизма высоких давлений. Описываемая сутура, вероятно, не продолжается восточнее зоны Ганмацов-Шуанху. На восточном простирании этой зоны развиты верхнепермские отложения, свидетельствующие о континентальном рифтогенезе, который не привел к полному расколу сиалия. Раннеюрские известково-щелочные вулканы, распространенные севернее зоны Ганмацо-Шуанху, вероятно, имеют послеколлизионное происхождение, отмечая северное падение зоны субдукции. Небольшие расстояния между океаническими сутурами Тибета и слабая изученность особенностей магматизма нередко затрудняют определение связи магматических проявлений с той или другой сутурами, ограничиваемыми сиалическим блоком, в котором этот магматизм обнаружен. Но в данном случае раннеюрские вулканы развиты севернее офиолитов Ганмацо-Шуанху и не известны восточнее, где эта сутура отсутствует.

Океанический бассейн **Бангун**, несомненно, существовал в юрское время. Обдукция офиолитов произошла в поздней юре и могла быть не связана с закрытием бассейна. Ни к югу, ни к северу от сутуры нет проявлений юрского субдукционного магматизма. Наиболее вероятно, что коллизия произошла перед отложением верхнемеловых красноцветных кластиков. Южнее сутуры, в северной части блока Лхаса, расположены гранитоиды, внедрившиеся в две фазы. По геохимическим характеристикам тоналиты и гранодиориты ранней фазы относятся к магматитам активной континентальной окраины, а гранитоиды поздней фазы являются послеколлизионными [68]. Для гранодиоритов ранней фазы Rb-Sr возраст по породе равен  $126 \pm 26$  млн. лет, по биотиту K-Ar возраст – 117 и 123 млн. лет – ранний мел [68]. Зарождение бассейна Бангун, вероятно, произошло не позднее поздней перми. Об этом свидетельствуют мощные верхнепермские турбидиты, развитые на северной окраине блока Лхаса [74]. В сутурной зоне сохранились триасовые вулканы основного и среднего состава [58].

## КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН И ОКЕАНИЧЕСКИХ СУТУР

В зоне Цянтан известны два типа разрезов палеозоя. Разрез с пермским флишем подобен разрезу Юго-Восточного Памира и Каракорума, а карбонатный разрез подобен разрезу Центрального Памира. Таким образом, Цянтан соответствует двум зонам в Памир-Каракорумском пересечении: Центральнопамирской и Каракорумской.

Южной границей Цянтана служит сутура Бангун, отмечающая океанический бассейн, который был закрыт в середине мела. Южная граница зоны Каракорум – сутура Шиок – след океанического бассейна, также закрытого в середине мела. Эти сутуры, смещенные одна относительно другой вдоль Памир-Каракорумского разлома на расстоянии около 100 км, вероятно, являются следом одного океанического бассейна. Субдукция в бассейне Шиок происходила в северном направлении или в обе стороны, а в бассейне Бангун, вероятно, к югу. Это заставляет предполагать существование между ними трансформного разлома. Океанический бассейн Бангун-Шиок возник в перми или триасе и существовал до середины мела. Сутура Бангун-Шиок – след океанического бассейна Мезо-Тетиса. Западное продолжение сутуры Мезо-Тетиса, вероятно, находится в зоне Фарахруд в Южном Афганистане и на территории Ирана [55].

Бассейн Ганмацо-Шуанху возник в перми и существовал до позднего триаса. Активной была северная окраина бассейна. На востоке океанический бассейн Ганмацо-Шуанху оканчивался континентальным рифтом, который располагался внутри сиалического блока Цянтан. Положение этого бассейна и его история сходны с бассейном Рушан-Пшарт на Памире. Вероятно, существовал океанический бассейн Рушан-Шуанху, сутура которого смещена Памир-Каракорумским сдвигом примерно на 100 км (см. рис. 2). Распространенное мнение [46, 66, 89 и др.] о том, что сутура Рушан-Пшарт является продолжением сутуры Бангун, представляется некорректным.

Положение зоны Тизнаф-Тяньшуйхай в палеозойской структуре региона подобно положению зоны Курговат-Яркенд на Памире и в Северо-Западном Кунылуе. Эти тектонические зоны лежат на простирании одна другой. Разрезы осадочных комплексов имеют значительное сходство. В обоих районах ранний и средний палеозой представлен мелководными платформенными фациями, а в позднем палеозое накапливался флиш. Непосредственное восточное продолжение зоны Тизнаф-Тяньшуйхай – зона Сунпань. Кажется резонным рассматривать тектонические зоны Курговат-Яркенд, Тизнаф-Тяньшуйхай и Сунпань как части одного сиалического блока Курговат-Сунпань.

Южной границей блока Курговат-Сунпань служат сутуры Ванч-Ташкурбан на Памире, Лингхтен и Цзиньша – в Тибете. Вероятно, они являются следом одного океанического бассейна Ванч-Цзиньша, отделявшего блока Курговат-Сунпань от Центрального Памира и Цянтана. Имеются данные о существовании этого бассейна в карбоне и перми и о его закрытии в поздней перми – раннем триасе. На Памире и в Северо-Западном Куьлуьне активной была северная окраина океанического бассейна, в Тибете полярность субдукции не определена.

На севере блок Курговат-Сунпань ограничен сутурами Калайхумб-Ойтаг, Куди-Субаши и Восточного Куьлуьня, которые отделяют этот блок от деформированных окраин Таримской и Цайдамской платформ. Восточно-Куьлуьньские сутуры содержат следы океанического бассейна, данные о существовании которого имеются в синии–раннем палеозое и от позднего девона до поздней перми, задуговых бассейнов и островодужных систем, существовавших в силуре–раннем девоне и карбоне. Активной была северная окраина океанического бассейна. В западном Куьлуьне в сутуре Куди-Субаши также есть признаки существования океанического бассейна в синии(?)–раннем палеозое, позднем палеозое и триасе. В раннем палеозое здесь была активной северная окраина, а в позднем палеозое – южная окраина океанического бассейна. Одинаковое тектоническое положение океанических сатур Западного и Восточного Куьлуьня и сходная история бассейнов, отмеченных этими сутурами, позволяют рассматривать бассейны Восточного и Западного Куьлуьня как части единого Куьлуьньского океана и его краевых морей. Направление позднепалеозойской субдукции в этом бассейне менялось на траверсе Алтынтага.

Сутура Калайхумб-Ойтаг на Памире является следом задугового бассейна, существовавшего в карбоне. Этот бассейн подобен задуговому бассейну, реконструируемому в Восточном Куьлуьне [36]. Главная сутура Куьлуьньского океанического бассейна, от которого энсиматическая островная дуга отделила в раннем карбоне задуговой бассейн Калайхумб-Ойтаг, на Памире не обнажена. Сохранился лишь пермский флиш, формировавшийся на памирской окраине этого бассейна. Вероятно, эта океаническая сутура скрыта под надвинутым в кайнозое Памиром. В таком случае можно ожидать, что продолжение Куьлуьньской сатуры с раннепалеозойскими офиолитами может находиться на территории Афганистана. Доводы в пользу существования раннепалеозойского Гиндукуш-Куьлуьньского океана были высказаны в работе [50]. В предгорьях Западного Гиндукуша известны лишь аналоги каменноугольных офиолитов Калайхумб. Но далее на запад, на территории Среднего Афганистана (в горах Банди-Баян),

описана мощная толща метаморфизованных базальтов, которые ассоциируют с зелеными сланцами [21]. В западной части Среднего Афганистана на эти породы с угловым несогласием налегают неметаморфизованные красноцветные песчаники, которые вверху по разрезу сменяются известняками с трилобитами среднего–позднего кембрия [13]. Возможно, что эти метабазиты являются частью древнего офиолитивого разреза и отмечают продолжение Куьлуьньской сатуры к западу от Памира.

Куьлуьньский океан от синия до позднего палеозоя отделял Тарим и Цайдам от памирских и тибетских сиалических блоков. Следы существования этого океанического бассейна сохранились на протяжении всего палеозоя, кроме среднедевонской эпохи. Девонский метаморфизм, деформации, граниты и позднедевонская моласса, описанные в Куьлуьне, служат основанием для вывода о коллизии между Тибетом и Таримом в это время и об исчезновении разделявшего их океанического бассейна [76 и др.]. Вместе с тем, упомянутые явления могут быть не результатом полного закрытия океанического бассейна, а связаны с аккреционными процессами на активной окраине океана. Какие-либо проявления повторного рифтогенеза в конце девона–начале карбона не известны. Между тем, в раннем карбоне уже вновь существовал Куьлуьньский океан, в котором были и срединно-океанический хребет, и энсиматические островные дуги, и задуговые бассейны.

Распространено мнение [63, 71, 94] о существовании диагональной палеозойской океанической сатуры вдоль Алтынтагского кайнозойского сдвига, которая разделяет Тарим и Цайдам и соединяет сутуру Куди-Субаши в Западном Куьлуьне с сутурами Циляншаня. Такое соединение представляется некорректным. Раннепалеозойские офиолитовые зоны к востоку от Алтынтагского сдвига: Олонбрукская (Olongbruk: см. ОЛ, рис. 2), Южно-Цилянская (ЮЦ), Северо-Цилянская (СЦ), отмечающие одноименные сутуры, – хорошо коррелируются с офиолитовыми зонами на территории Бейшаня, расположенной к западу от сдвига в 200 км севернее Циляншаня. Океанические бассейны в обоих регионах возникли в кембрии и были закрыты в девоне. Эти бассейны имели одинаковое строение, одинаковые островные дуги и микроконтиненты [42]. Представляется наиболее вероятным, что структуры Бейшаня и Циляншаня смещены друг относительно друга вдоль сдвига [103] или трансформного разлома [42]. Бейшань-Циляншаньский океанический бассейн был отделен от Куьлуьньского океана континентом, включавшим Таримский и Цайдамский массивы, протерозойский фундамент и синийский чехол которых сложен одинаковыми комплексами пород.

Вдоль Алтынтага протягивается полоса офиолитового меланжа с блоками дунитов, гарцбургитов, габбро и толеитовых базальтов. Sm-Nd изохронный возраст базальтов из меланжа Манъя (Манча: см. Ма, рис. 2) –  $481 \pm 53$  млн. лет [94]. Базальты содержат прослой известняков с конодонтами среднего ордовика (определение В.А. Аристов). Они перекрыты турбидитами, представленными тефроидами и туффитами среднего и кислого состава с прослоями кремней, гялокластитов и калькаренитов. В этой толще известны также находки кораллов и брахиопод среднего и позднего ордовика [62, 94]. Офиолиты Алтынтага отмечают сутуру ордовикского бассейна с океанической корой. В силуре этот бассейн был закрыт. Гранитоиды с Ag-Ag возрастом в  $432 \pm 8$  млн. лет прорывают офиолиты и край Таримского массива [94]. Алтынтагский бассейн, разделявший в ордовике Таримский и Цайдамский массивы, вероятно, располагался вдоль трансформного разлома и был нешироким [42].

### БИОГЕОГРАФИЯ

В раннем кембрии территория Высокой Азии вместе с Таримом и Китайскими платформами находилась в пределах Индо-Австралийской биогеографической провинции, установленной по трилобитам [38, 54]. Общность фауны на рассматриваемой территории, вероятно, сохранялась до ордовика, когда возникли различия в сообществах наутилоидей и конодонт, свидетельствующие о слабых связях Северо-Китайского и Южно-Китайского доменов друг с другом и с Австралией [54]. Биотические различия между указанными доменами сохранялись в силуре, раннем и среднем девоне и сгладились в позднем девоне [53]. В высокой Азии границей между указанными доменами является сутура Куньлуньского океана.

Данные о сходстве и различии биоты на территории Высокой Азии есть для карбона и перми. Сообщества визейских кораллов и брахиопод Цянтана, Восточного Куньлуня и Цяляньшаня не имеют между собой принципиальных отличий. Визейская фауна кораллов блока Лхаса и Гималаев значительно беднее, что может быть обусловлено климатическими различиями или более глубоководными условиями обитания [93].

В ранней перми выделяются две биогеографические провинции – Северо-Тетическая (Тетис Катазии и Евразии) и Южно-Тетическая (Тетис Гондваны). Северо-Тетическую тропическую провинцию характеризуют теплолюбивая фауна фузулинид, кораллов, брахиопод и тропическая флора. Южно-Тетическая нодальная внетропическая провинция – область развития ледниковых и ледниково-морских отложений, холоднолюбивых фузулинид, кораллов, пелеципод, брахиопод и глоссоптериевой флоры. Контрастность провинций

наиболее резкая в ассельском веке и сглаживается к концу артинского века. Раннепермская фауна в Алае (см. 1, рис. 2), на севере Памира (2, 3) и в Куньлуне (5–8) принадлежит северотетическому типу [27, 28, 95]. Фауна сакмарского века в Центральном Памире (см., рис. 2), сакмарского и артинского веков в Цянтане (9–11), в зоне Лхаса (12–14) и Гималаях (15) – южнотетического типа [26, 95]. О холодном климате свидетельствуют ледниковые и ледниково-морские отложения, распространенные в большинстве этих зон.

Таким образом, Гондвану и блоки Катазии в ранней перми разделял океанический бассейн Ванч-Цзиньша. В поздней перми тропические условия распространяются на всю территорию Высокой Азии [28, 95].

### ИСТОРИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Анализ фактического материала по геологии и биогеографии региона позволяет сделать следующие выводы об истории палеозойских и мезозойских океанических бассейнов, разделявших сиалические блоки, которые слагают современную Высокую Азию (рис. 3 и 4).

В синии от Индо-Австралийского континента (Восточной Гондваны) откололся Тарим-Цайдамский блок и между ними возник Куньлуньский океанический бассейн. В кембрии этот бассейн был нешироким. Он значительно расширился в ордовике и силуре. Предположения об узости и ширине бассейнов основаны на биогеографических данных. К сожалению, нет возможности дать количественные оценки размера бассейнов, вследствие недостатка палеомагнитных данных по породам Тибета и Памира.

В девоне произошло сближение Тарим-Цайдамского микроконтинента с сиалической массой Тибета. Территорию последнего иногда рассматривают как палеозойский микроконтинент, который отделился от Индо-Австралии в конце протерозоя [15 и др.], но мы не знаем веских аргументов в пользу такого построения. Не известна и сутура раннепалеозойского океанического бассейна, который в соответствии с такой моделью должен был отделять Тибетский блок от Гондваны. Более вероятно, что Тибет вместе с Южно-Китайской платформой в раннем палеозое входил в состав Восточной Гондваны [86]. В среднем девоне сближение Тарима с Гондваной, вероятно, привело к кратковременному столкновению этих сиалических масс. Этот контакт мог быть транспрессивным. Следствием коллизии являются проявления девонского орогенеза в Куньлуне. Коллизионный эпизод был кратковременным и не повсеместным.

В раннем карбоне от Восточной Гондваны откололся блок Курговат-Сунпань и между ними

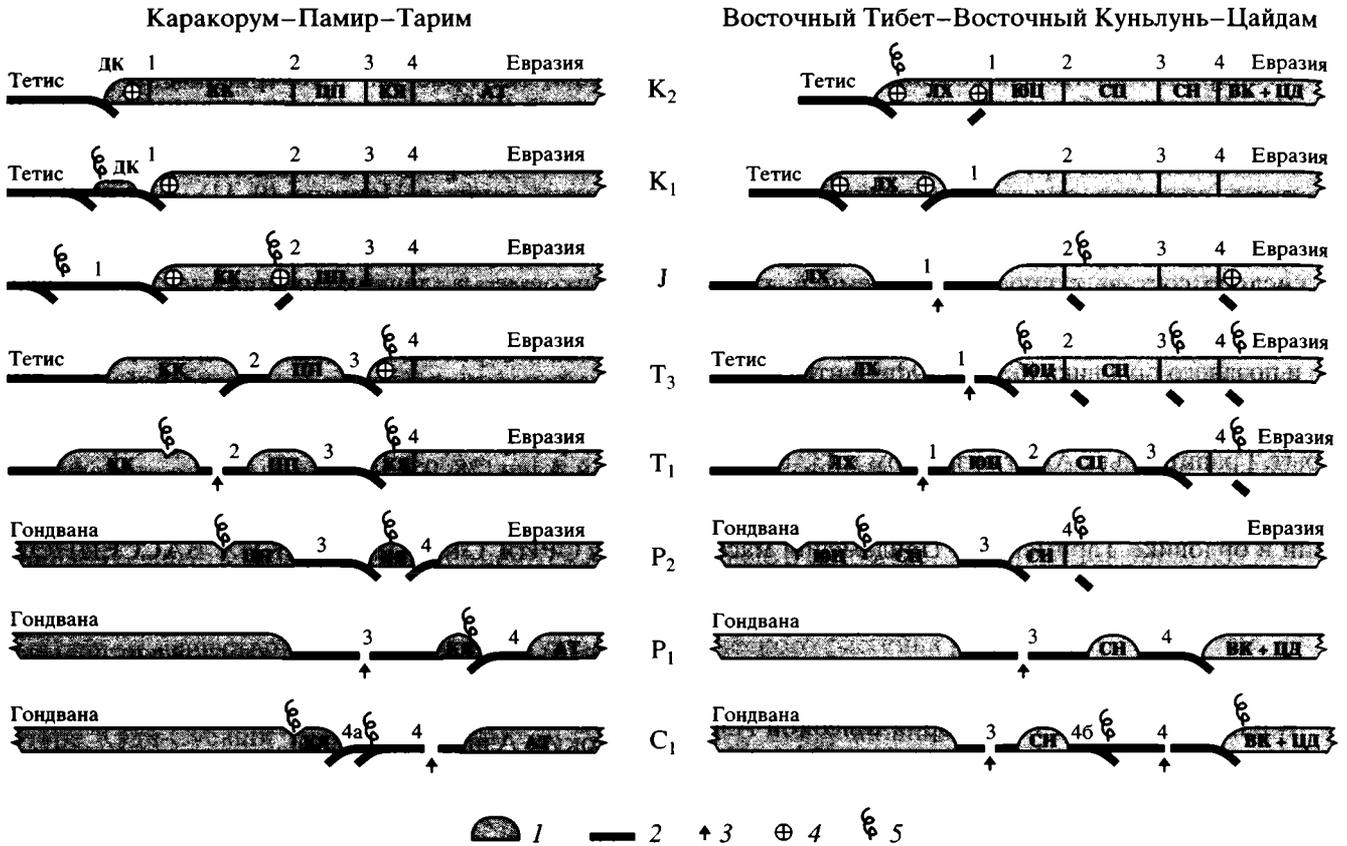


Рис. 3. Геодинамические профили.

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – зоны океанического спрединга; 4 – гранитный магматизм; 5 – вулканизм.

Океанические бассейны и их сутуры: 1 – Бангун и Шиок, 2 – Рушан-Шуанху, 3 – Ванч-Цзиньша, 4 – Куньлунский. Задуговые бассейны Куньлунского океана: 4а – Калайхумб-Ойтаг, 4б – Восточно-Куньлунский. Буквенные обозначения см. на рис. 2.

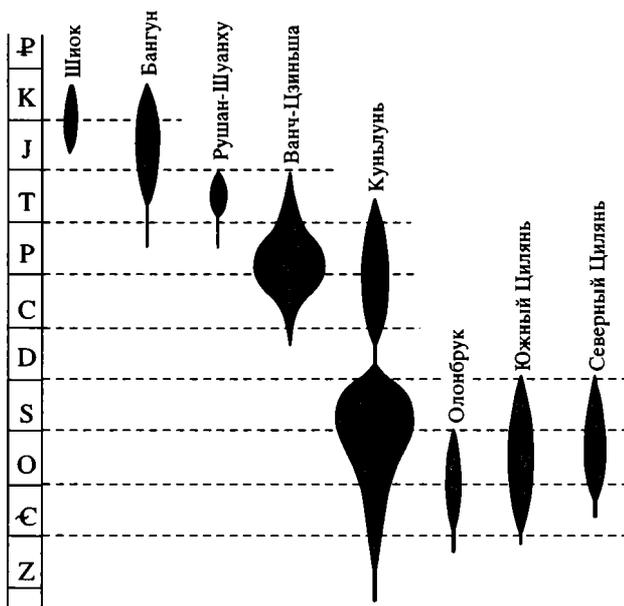


Рис. 4. Диаграмма, показывающая время существования океанических бассейнов.

возник океанический бассейн Ванч-Цзиньша. Этот бассейн быстро расширялся и к артинскому веку перми превратился в обширный океан на территории двух климатических поясов Земли. Дрейф блока Курговат-Сунпань при расширении океана Ванч-Цзиньша инициировал аккреционные процессы на Куньлунском краю этого сиалического блока, который в позднем карбоне столкнулся с энсиматической островной дугой (или дугами) окраины Куньлунского океана.

В пермское время продолжалось разрушение края Гондваны. В результате внутриконтинентального рифтогенеза вблизи этого края образовался рифт Рушан-Шуанху с корой океанического типа. На востоке (в современных координатах) рифт был “слепым”, на западе он, вероятно, открывался в океан Ванч-Цзиньша. В перми возник и рифтогенный бассейн Бангун, который позднее превратился в океан системы Мезо-тетиса. Пермский период – время наибольшей раздробленности территории Высокой Азии. В это время океан Ванч-Цзиньша отделял от Гондваны Южно-Китайский континент и энсиалическую островную

дугу Курговат-Сунпань. Куньлуньский океан разделял дугу Курговат-Сунпань и Таримский континент. Край Гондваны был расколот рифтом Рушан-Шуанху, который отделил полуостров, охватывающий территорию Центрального Памира и Северного Цянтана. Недалеко от края Гондваны был расположен и внутриконтинентальный рифт Бангун.

В ранней перми океан Ванч-Цзиньша разделял сиалические блоки, расположенные в тропическом и нодальном внетропическом поясах Земли. В поздней перми все компоненты будущей Высокой Азии переместились в тропический пояс, что, вероятно, сопровождалось их сближением и сокращением пространства океанов. В это время начались коллизионные процессы на востоке Куньлуна, однако неясно, связаны они с закрытием этой части Куньлуньского океанического бассейна или с аккрецией островной дуги с Цайдамом.

В поздней перми сиалический блок Цянтан-Каракорум откололся от Гондваны и между ними возник океанический бассейн Бангун.

В триасе были закрыты океанические бассейны системы Палеотетиса: Куньлуньский, Ванч-Цзиньша и Рушан-Шуанху. В результате этого территории Памира, Каракорума, Куньлуна и большая часть Тибета, расположенная севернее сутуры Бангун, причленились к Евразийскому континенту.

В меловой период были закрыты океанические бассейны Мезо-Тетиса: Бангун и задуговой бассейн Шиок. В результате Кохистан и блок Лхаса вошли в состав Евразийского континента.

В целом процесс дробления Гондваны был многоступенчатым и протекал от синия до триаса, а вхождение отколотых сиалических блоков будущей Высокой Азии в Евразийский континент произошло в два этапа: в триасе и в мелу (в индосинийскую и поздняяньшаньскую тектонические эпохи). Третий коллизионный этап наступил в палеогене в результате закрытия океана Нео-Тетис.

Авторы благодарны С.С. Карапетову, Э.Я. Левену, Лю Тибину, Пан Юшену, И.И. Поспелову, С.В. Руженцеву, П. Таппонье и Шен Юаньчао за консультации и дискуссии в поле и кабинете, А.А. Белову и В.Е. Хаину – за рецензии на статью. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 00-05-64719).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
2. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: ЛГУ, 1963. 244 с.
3. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
4. Белов А.А., Кафарский А.Х., Пашков Б.Р. К стратиграфии палеозойских отложений Дарваз-Сарыкольской зоны Северного Памира // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. № 5. С. 33–45.
5. Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие средиземноморско-центральноазиатской части ветви Тетиса // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21–30.
6. Беляевский Н.А. Альпийская тектоника Западного Кузнь-Луна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 29–42.
7. Буданов В.И., Пашков Б.Р. О масштабах раннекаменноугольного и пермского вулканизма в восточной части Северного Памира // Бюл. МОИП. геол. 1988. Т. 63. № 1. С. 33–38.
8. Буртман В.С. Новые данные о строении Куньлуна и Каракорума // Геотектоника. 1993. № 1. С. 108–111.
9. Буртман В.С. Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозойе // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 146–180.
10. Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: АН СССР, 1963. С. 152–172.
11. Бянь Ц., Поспелов И.И., Астраханцев О.А., Чамов Н.П., Ло С., Ли Х., Чжао Д., Чень Х., Ли Д. Офиолиты хребта Аньемачен (Восточный Куньлунь, КНР) // Геотектоника. В печати.
12. Владимиров А.Г., Малых М.М., Дронов В.И. и др. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1992. 229 с.
13. Геология и полезные ископаемые Афганистана. М.: Недра, 1980. Кн. 1. 536 с.
14. Грунт Т.А., Дмитриев В.Ю. Пермские брахиоподы Памира. М.: Наука, 1973. 212 с.
15. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 59–75.
16. Дронов В.И. Первые находки триасовой фауны в вулканиках рушан-пшартского Памира // Докл. АН РАН. 1999. Т. 390. № 2. С. 225–227.
17. Казьмин В.Г., Фараджев В.А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куньлуна // Сов. геология. 1961. № 8. С. 45–57.
18. Карапетов С.С. Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира // Матер. по геологии Памира. Вып. 1. Душанбе: Управление геологии, 1963. С. 9–20.
19. Карапетов С.С. Стратиграфия каменноугольных отложений Акбайтальского района на Центральном Памире // Матер. по геологии Памира. Вып. 1. Душанбе: Управление геологии, 1963. С. 21–31.

20. *Карпетов С.С.* О главной тектонической линии Памира // *Тектоника Памира и Тянь-Шаня*. М.: Наука, 1964. С. 37–41.
21. *Карпетов С.С.* Байкальские зеленосланцевые пояса юга Средней Азии и их тектоническая природа // *Тектоника средиземноморского пояса*. М.: Наука, 1980. С. 197–209.
22. *Карпетов С.С., Миклухо-Маклай А.Д.* К стратиграфии верхнекаменноугольных и пермских отложений Центрального Памира // *Матер. по геологии Памира*. Вып. 2. Душанбе: Управление геологии, 1964. С. 71–77.
23. *Кафарский А.Х., Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В.* Позднепалеозойский рифтогенез на Северном Памире // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 264. С. 384–386.
24. *Кушлин Б.К.* К стратиграфии триасовых отложений Центрального Памира // *Матер. по геологии Памира*. Вып. 1. Душанбе: Управление геологии, 1963. С. 65–88.
25. *Левен Э.Я.* Возраст палеозойских вулканогенных формаций Северного Памира // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1981. № 9. С. 137–140.
26. *Левен Э.Я.* Этапы развития фузулинидовых сообществ Южной Тетис и их связь с абиотическими событиями // *Бюл. МОИП*. 1995. Т. 70. № 5. С. 66–72.
27. *Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю.* Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира. М.: Наука, 1992. 204 с.
28. *Левен Э.Я., Щербович С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 164 с.
29. *Пашков Б.Р.* О некоторых особенностях тектонического развития Памир-Гиндукушской области в раннем палеозое // *Изв. АН ТаджССР. Сер. физ.-мат., геол.-геофиз.* 1973. Т. 47. № 1. С. 93–99.
30. *Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В., Белов А.А.* Палеозойские отложения автохтонных и покровных масс Центрального Памира // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1981. № 11. С. 93–104.
31. *Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В., Ишанов М.Х.* Палеозойский фундамент южного обрамления Афгано-Таджикской депрессии // *Тектоника молодых платформ*. М.: Наука, 1984. С. 120–134.
32. *Пашков Б.Р., Швольман В.А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // *Геотектоника*. 1979. № 6. С. 42–57.
33. *Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая*. Душанбе: Дониш, 1978. 244 с.
34. *Петрология Таджикистана*. Душанбе: Дониш, 1988. Т. 2. 244 с.
35. *Поспелов И.И.* Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира // *раннегеосинклинальные формации и структуры*. М.: Наука, 1987. С. 149–178.
36. *Поспелов И.И., Астрахачев О.В., Чамов Н.П., Аристов В.А.* Тектоника поздних варисцид Восточного Куньлуня // *Докл. РАН*. В печати.
37. *Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана*. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
38. *Репина Л.Н.* Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам // *Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири*. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1985. С. 5–15.
39. *Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 204 с.
40. *Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 136 с.
41. *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // *Геотектоника*. 1977. № 4. С. 68–80.
42. *Самыгин С.Г.* Алтынтагский трансформный разлом в палеозоидах Центральной Азии. *Геотектоника*. В печати.
43. *Синицын Н.М.* Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: АН СССР, 1957. 252 с.
44. *Хаин В.Е.* Северо-Кавказско-Туркменско-Северо-Афганский поздне триасовый вулканоплутоновый пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // *Докл. АН СССР*. Т. 249. № 5. С. 1190–1192.
45. *Швольман В.А.* Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире // *Геотектоника*. 1980. № 6. С. 72–81.
46. *Швольман В.А., Пашков Б.Р.* Раннемезозойская тектоническая зональность Центральной Азии // *Докл. АН СССР*. 1986. Т. 286. С. 951–954.
47. *Bian Q., Luo X., Chen H., Zhao D., Xu G., Chang C.* Petrochemistry and Zircon U-Pb age of granodiorite-tonalite in the Anyemaqen ophiolitic belt and its tectonic significance // *Sci. Geol. Sinica*. 1999. V. 8. P. 375–381.
48. *Bian Q., Luo X., Li H., Chen H., Zhao D.* Discovery of Early Paleozoic and Early Carboniferous – Early Permian ophiolites in the Anyemaqen Mts., Qinghai Province, China // *Sci. Geol. Sinica*. 1999. V. 8. P. 437–438.
49. *Bian Q., Zhao D., Luo X., Chen H., Li H., Xu G., Chang C., Li D., Gao Y.* Discovery of Sinian – Early Paleozoic ophiolites in Anyemaqen Mts., Qinghai province, China // *Intern. Symp. Qinghai-Tibet Plateau*. Abst. Xining, 1998. P. 14.
50. *Boulin J.* Afghanistan structure, Greater India concept and eastern Tethys evolution // *Tectonophysics*. 1981. V. 72. P. 261–287.
51. *Brunel M., Arnaud N., Tapponnier P., Vidal Ph., Pan Y., Wang Y.* North vergent nappe tectonics in the Pamir-Kunlun: preliminary Ar/Ar Jurassic age // *Intern. Sump. Karakorum and Kunlun Mts*. Abst. China: Kashi, 1992. P. 28.
52. *Brunel M., Tapponnier P., Bouriot L., Arnaud N., Schärer U., Pan Y., Wang Y.* Tectonics of the Eastern Pamirs // *Intern. Sump. Karakorum and Kunlun Mts*. Abst. China: Kashi, 1992. P. 29.
53. *Burrett C., Long J., Stait B.* Early-Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana // *Palaeozoic c palaeogeography and biogeographys*. Geol. Soc. London Mem. 1990. № 12. P. 163–174.

54. *Burret C., Stait B.* China and Southeast Asia as part of Tethyan margin of Cembro-Ordovician Gondwanaland // *Shallow tethys 2*. Rotterdam: Balkema, 1986. P. 65–77.
55. *Burtman V.S.* Meso-Tethyan oceanic sutures and their deformation // *Tectonophysics*. 1994. V. 234. P. 305–327.
56. *Burtman V.S.* Cenozoic crystal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir-Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene // *Tectonophysics*. 2000. V. 319. P. 69–92.
57. *Burtman V.S., Molnar P.* Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir // *Geol. Soc. Amer. Spec. paper 281*. Colorado: Boulder, 1993. 76 p.
58. *Chang C.* Geology and tectonics of the Qinghai-Tibet Plateau. Beijing: Science Press, 1996. 153 p.
59. *Chang C., Pan Y., Sun Y.* The tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau: a review // *Tectonic evolution of the Tethian region*. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 415–476.
60. *Chen B., Jin X.* A geologic-geophysical excursion from Golmud, Qinghai to Lhasa, Tibet // *30th Intern. Geol. Congr. Field Trip T390*. Guidebook. Beijing, 1996. 43 p.
61. *Dewey J.F., Shackleton R.M., Chang C., Sun Y.* The tectonic evolution of the Tibetan Plateau // *Phil. Trans. R. Soc. London*. V. A327. P. 379–413.
62. *Du H.* Regional geological investigation report in Ayakum Lake Area. Qitai, 1982. 380 p (на китайском яз.).
63. *Excursion Guide of the International Symposium on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*. Beijing, 1998. 109 p.
64. *Gaetani M., Garzanti E., Jadoul F., Nicora A., Tantorini A., Pasini M., Khan K.S.A.* The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1990. V. 102. P. 54–62.
65. *Gaetani M., Gosso G., Pognante U.* A geological transect from Kun Lun to Karakorum: the western termination of the Tibetan Plateau, preliminary note // *Terra Nova*. V. 2. P. 23–30.
66. *Girardeau J., Marcoux J., Montenat C.* The neo-cimmerian ophiolite belt in Afghanistan and Tibet: comparison and evolution // *Tectonic evolution of the Tethian region*. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 477–504.
67. *Hamburger M.W., Sarewitz D.R., Pavlis T.L., Popandopulo G.A.* Structural and seismic evidence of intracontinental subduction in the Peter the First Range, Central Asia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1992. V. 104. P. 397–408.
68. *Harris N.B.V., Xu R., Lewis C.L.K., et al.* Plutonic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1988. V. A327. P. 145–168, 263–285.
69. *Introduction to integrated scientific investigation on Karakorum and Kunlun mountains*. Beijing: China Meteor. Press, 1992. 92 p.
70. *Kapp P., An Y., Manning C.E., Nurphy M., Harrison T.M., Spurlin M., Ding L., Deng X., Wu C.* Blueschist-bearing metamorphic core complexes in the Qingtang block reveal deep crustal structure of northern Tibet // *Geology*. 2000. V. 28. P. 19–22.
71. *Lai S., Zhong J.* Ophiolites in Altun Mountain of Xinjiang, China. *Sci. // Geol. Sinica*. 1999. V. 8. P. 137–143.
72. *Leven J.L.* Permian and Triassic of the Rushan-Pshart zone (Pamir) // *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*. 1995. V. 101. P. 3–16.
73. *Li Y., Cao Y., Sun D.* Structural geology along the Sino-Pakistan highway in the Western Kunlun Mountains // *Xinjiang Geology*. 1997. V. 15. № 2. P. 116–133.
74. *Liu G.* Permian basin and its Gondwana sediments in Central Xizang (Tibet) and Himalayas // *Palaeoworld (China)*. 1998. № 9. P. 123–146.
75. *Liu C., Lu B., Zheng M., Lai S., Wang D., Ren Z., Chen G.* Possible extending of Bangonghu-Dingqing suture and its geological elevations // *Earth Sci. Frontiers (Beijing)*, 2000. V. 7. Suppl. P. 162–163.
76. *Matte Ph., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L., Avouac J.P., Vidal P.H., Liu Q., Pan Y., Wang Yi.* Tectonics of Western Tibet between the Tarim and Indus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 142. P. 311–330.
77. *Mattern F., Schneider W.* Suturing of the Proto- and Palaeo-Tethys oceans in the western Kunlun (Xinjiang, China) // *J. Asian Earth Sci.* 2000. V. 18. P. 637–650.
78. *Molnar P., Burchfield D.C., Zhao Z., Liang K., Wang S., Huang M.* Geologic evolution of Northern Tibet: results of an expedition to Ulugh Muztagh // *Science (Wash.)*. 1987. V. 235. P. 299–305.
79. *Pan Yusheng.* Geological evolution of the Kunlun and Karakorum mountain ranges // *Proceed. Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts*. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 31–43.
80. *Pearce J.A., Deng W.* The ophiolites of the Tibetan Geotraverses, Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986) // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1988. V. A327. P. 215–238.
81. *Pearce J.A., Mei H.* Volcanic Rocks of the 1985 Tibet Geotraverse // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1988. V. A327. P. 169–201.
82. *Peive A.V., Burtman V.S., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.I.* Tectonics of the Pamir-Himalayan sector of Asia // *Report XXII Intern. Geol. Congr. Part 11*. New Delhi, 1964. P. 215–238.
83. *Regional geology of Qinghai Province*. Beijing: Geol. Publ. House, 1991. P. 604–662 and 3 maps in scale 1 : 1 500 000 and 1 : 2 000 000.
84. *Regional geology of Xinjiang Uygur autonomous region*. Beijing: Geol. Publ. House, 1993. P. 783–841 and 3 maps in scale 1 : 1 500 000 and 1 : 2 000 000.
85. *Regional geology of Xizang (Tibet) autonomous region*. Beijing: Geol. Publ. House, 1993. P. 638–707 and 3 maps in scale 1 : 1 500 000 and 1 : 2 000 000.
86. *Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised World maps and introduction // *Paleozoic paleogeography and biogeography* // *Geol. Soc. London Mem.* 1990. № 12. P. 1–21.

87. Searle M.P. Geology and tectonics of the Karakoram Mountains. Chichester et al.: Wiley & Sons, 1991. 358 p.
88. Searle M.P. Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakoram fault: implications for the limited extrusion of the Tibetan plateau // *Tectonics*. 1996. V. 15. P. 171–186.
89. Sengor A.M.C., Natalin B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge, USA: University Press, 1996. P. 486–640.
90. Sengor A.M.C., Okurogullary A.X. The role of accretionally wedges in the growth of continents: asiatic examples from Argand to plate tectonics // *Eclogae Geol. Helvetiae*, 1991. V. 84. P. 535–597.
91. Shi R., Yang J., Wang X., Zheng X. Two suites of ophiolite recognized in the Maqen area, Northern Tibetan Plateau // *Earth Sci. Frontiers (Beijing)*, 2000. V. 7. Suppl. P. 132–134.
92. Sinha A.K., Rai H., Upadhyay R., Chandra R. Contribution to the geology of the eastern Karakoram, India // *Himalaya and Tibet: mountain roots to mountain tops* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 328. P. 33–45.
93. Smith A.B., Xu J. Palaeontology of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1988. V. A327. P. 53–105.
94. Sobel E.R., Arnaud N. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW Cina // *Tectonics*. 1999. V. 18. P. 64–74.
95. Sun D. On the Permian biogeographic boundary between Gondwana and Eurasia in Tibet, China as eastern section of the Tethys // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1993. V. 1000. P. 59–77.
96. Xu R., Zhang Y., Vidal Ph., Arnaud N. Two plutonic belts in Western Kunlun // *Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts. Abstracts*. Kashi, China, 1992. P. 62.
97. Yang J.S., Robinson P.T., Jiang C.F., Xu Z.Q. Ophiolites of the Kunlun Mts, China and their tectonic implications // *Tectonophysics*. 1996. V. 258. P. 215–231.
98. Yin A., Nie S.Y. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge Univer. Press, 1996. P. 442–485.
99. Yin J. Carboniferous sedimentary environment and tectonic setting in the Western Kunlun and adjacent regions // *Proceed. Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts*. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 130–142.
100. Yin J., Xu J., Liu C., Li H. The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1988. V. A327. P. 5–52.
101. Yuan C., Sun M., Li J. The evolutionary history of the West Kunlun Mts: a tectonic reconstruction based on studies of magmatism // *Earth Sci. Frontiers (Beijing)*, 2000. V. 7. Suppl. P. 262–263.
102. Zhang Y., Xie Y., Xu R., Vidal P., Arnaud N. Element geochemistry of granitoid rocks in the western part of the Qunghai-Xizang Plateau // *Proceed. Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts*. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 151–163.
103. Zhou D., Graham S. Extrusion of the Altyn Tagh Wedge: a kinematic model for the Altyn Tagh fault and palinspastic reconstruction of northern China // *Geology*. 1996. V. 24. P. 427–430.

*Рецензенты: В.Е. Хаин, А.А. Белов*

## Tectonic Evolution of High Asia in the Paleozoic and Mesozoic

V. S. Burtman and S. G. Samygin

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskiy per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—A correlation of the Northern Pamir, Kunlun, and Northern Tibet structural zones is proposed, and the position of the Paleozoic and Mesozoic sutures in the region is discussed. Analysis of the available data on regional geology and biogeography enabled the reconstruction of the Paleozoic and Mesozoic evolution of the oceanic basins separating the constituent sialic blocks of present-day High Asia. During the Sinian (800–540 Ma), the Tarim-Qaidam block was rifted away from Eastern Gondwana and the Kunlun Ocean opened between them. This basin remained fairly narrow during the Cambrian but expanded considerably in the Ordovician and Silurian. During the Middle Devonian, convergence between Tarim and Gondwana probably led to a short-term amalgamation of these sialic blocks. During the Early Carboniferous, the Kurgovat-Songpan block separated from Eastern Gondwana and the Vanch-Jinsha Ocean opened between them. This basin expanded rapidly and turned into a vast ocean that spread over two climatic belts of the Earth. The fragmentation of the High Asian terranes peaked in the Permian. During this period, the Vanch-Jinsha Ocean separated Gondwana from the South China continent and the Kurgovat-Songpan island arc off its western promontory. The Kunlun Ocean separated the Kurgovat-Songpan arc from the Tarim continent. The Gondwanan margin was split by the Russhan-Shuanghu rift, which separated the peninsula encompassing the Central Pamir and Qiangtang. Late in the Permian, the Qiangtang-Karakorum sialic block was rifted away from Gondwana and the Bangdong Ocean opened between them. The Triassic was marked by the closure of the Kunlun, Vanch-Jinsha, and Russhan-Shuanghu oceans of the Paleo-Tethys system. As a result, the Pamirs, Karakorum, Kunlun, and much of Tibet to the north of the Bangdong suture were accreted to the Eurasian continent. The Cretaceous witnessed the closure of the Meso-Tethyan Bangdong Ocean and the back-arc Shyok Sea. As a result, the Kohistan and Lhasa blocks were sutured to the Eurasian continent. To summarize, the fragmentation of Gondwana was multistage and stretched from the Sinian to Triassic, whereas the suturing of the High Asian sialic blocks to the Eurasian Continent was accomplished in two phases in the Triassic and Cretaceous. The third collision event took place in the Paleogene in response to the closure of the Neo-Tethys Ocean.

УДК 553.981+551.24(571.5)

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НА НЕФТЬ И ГАЗ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2001 г. А. В. Татаринов, Б. Н. Абрамов

*Читинский институт природных ресурсов СО РАН 672090, Чита, ул. Бутина, 26, Россия*

Поступила в редакцию 25.06.99 г.

В формировании депрессионных структур Забайкалья большое значение имели пологие внутрикоровые тектонические нарушения, процессы грязевого и газового вулканизма. Они во многом определили не только форму, размеры впадин, но и их внутреннее строение, литолого-петрографический состав горных пород.

В Забайкалье часть депрессий, находящихся южнее Монголо-Охотского шва (Торейская, Аргунская и другие), принадлежат Центрально-Азиатской системе мезозойско-кайнозойских озерных впадин, большей частью расположенной на территории Монголии и Китая. По целому ряду признаков эта система обладает большим сходством со структурами предрифтовой стадии Байкальской рифтовой зоны. Геоморфологически она представляет собой чередование возвышенностей мелко-сопочного облика с озерными котловинами и понижениями рельефа, образующими ландшафт, свойственный областям развития грязевого вулканизма.

Температурные поля, характеризующие состояние земной коры Байкальской рифтовой зоны и северного окончания Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин (Торейская котловина, Ононская и Аргунская впадины), почти идентичны, что свидетельствует о сходстве геодинамических обстановок формирования этих структур, по крайней мере, в раннем кайнозое.

Прямые и косвенные признаки, применение прогнозных критериев нефтегазоносности позволяют положительно оценивать перспективы на нефть и газ молодых озерных впадин Юго-Восточного Забайкалья. Предполагаемые основные нефтегазопроизводящие породы в них – битуминозные глинистые сланцы тургинской серии и мангутской свиты, угленосные отложения кутинской свиты нижнего мела, горючие сланцы баин-саганской свиты нижнего триаса, алевролиты и аргиллиты перми, битуминозные толщи динамометаморфического происхождения. Наиболее благоприятными для скопления залежей углеводородов представляются поднадвиговые зоны – тектонически экранированные ловушки.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на территории Китая установлено большое число (>300) неморских нефтегазоносных осадочных бассейнов, связанных с формированием кайнозойских и мезозойских рифтовых систем. В них заключено 95% нефтяных ресурсов страны – производных нефтематеринских пород озерных фаций [18, 43]. В мезозое мощные проявления континентального рифтогенеза охватили не только восточные и северо-восточные районы Китая, но и соседние с ним площади Монголии, Забайкалья, Приамурья [30, 31]. С этим этапом рифтогенеза Е.Е. Милановский [32] связывает возникновение Забайкальско-Восточно-Монгольской позднемезозойской рифтовой системы, состоящей из более чем двухсот грабенообразных впадин, выполненных наземными вулканитами и континентальными часто угленосными осадочными комплексами, датированными поздней юрой и ранним мелом. В кайнозое на территории Китая и смежных регионов Монголии, Забайкалья процессам рифтогенеза были

также подвергнуты значительные площади. В это время сформировались Байкальская рифтовая зона, Южно-Корейская и Восточно-Китайская рифтовые системы.

Общность геодинамического развития, близкое сходство некоторых рифтогенных структур Забайкалья с нефтегазоносными структурами Китая ставят перед геологами проблему изучения, переоценки перспектив на углеводороды рифтогенных впадин, характеризующихся озерным типом осадконакопления.

Исследования депрессионных структур Прибайкалья и Забайкалья на нефть и газ имеют давнюю историю. Признаки нефти на Байкале были установлены еще в XVIII–XIX вв. В довоенные годы значительная часть мезозойских межгорных впадин территории Бурятии и Читинской области была подвергнута специализированному изучению, с целью оценки перспектив их отложений на нефть и газ. В этот период В.А. Арсентьевым, Г.Г. Мартинсоном, С.А. Музылевым, Л.С. Петровым, Г.Е. Рябухиным, В.Д. Рязановым и другими

исследователями [6, 22] были выявлены прямые и косвенные признаки, благоприятные геологические факторы нефтегазоносности, предварительно выделены нефтематеринские толщи, дана в целом положительная оценка перспективам нефтеносности раннемеловых впадин. Вместе с тем, отрицалась возможность открытия средних и крупных по масштабам промышленных месторождений.

В следующий, послевоенный, этап изучения нефтегазоносности Забайкальских впадин основное внимание уделялось исследованиям литофациальных особенностей, условий формирования потенциально нефтематеринских толщ, содержащегося в них органического вещества. В отдельных депрессиях проводились буровые поиски, однако глубина бурения в большинстве случаев не превышала 400–500 м. Большой вклад в изучение проблем нефтегазоносности Забайкалья в послевоенные и 50–60 годы внесли В.Г. Васильев, Н.И. Грязнов, Л.А. Гуляева, И.С. Ишмухаметов, Л.П. Климова, В.С. Муляк, Е.А. Поделько, Г.П. Пономарева, С.Г. Саркисян, С.Ф. Федоров, Л.И. Фердман и другие исследователи. В качестве наиболее перспективных объектов для поисков нефти и газа ими названы Гусиноозерская, Боргойская, Читино-Ингодинская, Ононская, Аргунская, Чикойская, Западно-Урулюнгуевская, Тургино-Харанорская депрессии [36]. При этом названные исследователи вслед за предшественниками не видели благоприятных предпосылок формирования значительных по масштабам месторождений нефти и газа в депрессиях региона, так как подавляющее большинство геологов процессы нефтеобразования связывали с морскими, а не с озерными отложениями [6].

Выводы о незначительных масштабах ожидаемых скоплений нефти и газа в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях впадин Забайкалья также обосновывали небольшими размерами последних, низкими коллекторскими свойствами горных пород. Многие исследователи считали, что верхнемезозойские озерные отложения не могут быть нефтепроизводящими, а скопления нефтяных битумов, которые обнаружены во многих впадинах при поисковых работах, являются аллохтонными [20]. При этом предполагалось, что нефтематеринскими являются морские фации триаса, нижней и средней юры, залегающие в нижних частях разреза впадин. Однако в процессе изучения выяснилось, что триасовые и юрские осадочные комплексы метаморфизованы в очень высокой степени [6] и поэтому не могут быть нефтематеринскими.

В 70-е годы научные исследования на нефть и газ в Забайкалье были прекращены. После большого перерыва интерес к проблеме нефтегазоносности рифтогенных депрессий региона вновь

возродился. В конце 80-х годов А.Э. Конторович с соавторами [22], используя данные геохимических исследований, на примере известных еще с XIX века байкальских нефтепроявлений показали, что источником нефти в рифтогенных впадинах Прибайкалья и Забайкалья являются терригенные пресноводные меловые и кайнозойские отложения. Данный вывод, наряду с достижениями китайских геологов-нефтяников, в 70–90 годах открывших большое число месторождений нефти и газа в мезозойских и кайнозойских неморских осадочных бассейнах, стимулировал дальнейшее всестороннее изучение рифтогенных впадин Забайкалья.

Большое значение научным исследованиям мезозойско-кайнозойских депрессий Забайкалья придавал Ф.П. Кренделев. В первую очередь его внимание привлекли Торейская котловина с ее содовыми озерами [23, 24] и Чарская впадина, славящаяся обилием песков. Ф.П. Кренделева обратил внимание на морфоструктурное сходство Торейской котловины с нефтегазоносными депрессиями и выявил грязевые вулканы, наличие которых служит прогнозным критерием и поисковым признаком на промышленные месторождения нефти и газа в некоторых нефтегазоносных бассейнах.

Логическим продолжением исследований Ф.П. Кренделева, направленных на выяснение особенностей происхождения Забайкальских впадин, связанных с ними озер, являются отдельные работы последнего десятилетия [4, 8, 26].

Необходимость пересмотра, уточнения генетических моделей впадин Забайкалья, прогнозной переоценки их на различные виды полезных ископаемых, в особенности на нефть и газ, стала очевидной в связи с появлением первой региональной геодинамической карты Забайкалья масштаба 1 : 1 000 000 [13].

Авторам данной статьи представляется своевременным, используя геодинамические подходы, обозначить круг основных генетических проблем формирования депрессий Забайкалья, исходя из новых представлений и гипотез, дать общую прогнозную оценку нефтегазоносности последних.

## РОЛЬ ПОЛОГИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР

Впервые М.М. Тетяевым было обосновано существование в Забайкалье крупномасштабных мезозойских шарьяжей и пологих надвигов. Он писал: “Покровы как юрские, так и палеозойские развиты на всем пространстве между Шилкой, Аргунью и Ононом” [42, с. 4]. В 40–60-е годы представления М.М. Тетяева, в результате их критики В.А. Обручевым, были отвергнуты.

Большинство исследователей, изучавших межгорные впадины Забайкалья с фиксированных позиций, рассматривали их как типичные грабеновые и грабен-синклинальные структуры, заложенные вдоль крупных разломов северо-восточного простирания [2, 29]. Однако В.Н. Данилович [12] значительную часть этих разрывных структур отнес к пологим надвигам, что противоречило господствовавшим в то время утверждениям о блоковом стиле тектоники и превалировании вертикальных перемещений над горизонтальными при формировании депрессий. Вплоть до последнего времени пологим разрывным нарушениям отводилась второстепенная роль при рассмотрении вопросов генезиса и развития Забайкальских впадин. Эти нарушения, главным образом, определялись как молодые надвиги, по которым предполагалось надвижение кристаллических пород на юрско-нижнемеловые отложения впадин. Так трактовались разломы в бортах Селенгино-Итанцинской, Боргойской, Гусиноозерской, Тугнуйской, Хилокской и других впадин [29]. Локальные надвиги пород докембрийского фундамента на верхнемезозойские отложения отмечены в Алтано-Кыринской, Ононской, Тыргетуй-Жимберинской впадинах Юго-Восточного Забайкалья.

В последние годы при изучении Хилокской, Тугнуйской и других впадин Юго-Западного Забайкалья было показано, что их формирование связано с экспонированием в мезозое метаморфических ядер кордильерского типа по глубинным срывам типа пологих сбросов [26, 27]. Для Балеиской впадины, вмещающей одноименное уникальное месторождение золота и являющейся составной частью Ундино-Даинской депрессионной зоны, предполагается структурно-генетический контроль с северо-запада Борщовочным литрическим разломом, а с юго-востока – пологой зоной поддвига [8].

В южной части Восточного Забайкалья образование мезозойско-кайнозойских впадин (Торейская, Ара-Булакская, Тургино-Харанорская и др.) связывают с двумя завершающими стадиями эволюции Восточно-Забайкальской покровно-складчатой дуги, поперечной к Монголо-Охотскому шву [5]. Предполагается, что впадины возникли и развивались как тыловые структуры при движении аллохтонных пластин по Шерловогорскому, Норусутай-Увырнорскому и Турга-Борзинскому взбросо-надвигам.

Как свидетельствуют наши наблюдения, появление позднекембрийских депрессионных структур Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома обусловлено шарьяжно-надвиговым механизмом. На генетическую связь их с надвиговыми структурами указывает выполнение впадин олигоценными образованиями, продуктами зон автокластического меланжа, ра-

нее ошибочно закартированными как седиментационные конгломераты, брекчии в составе кутинской, матаканской, чачинской, шилкинской, аргунской свит.

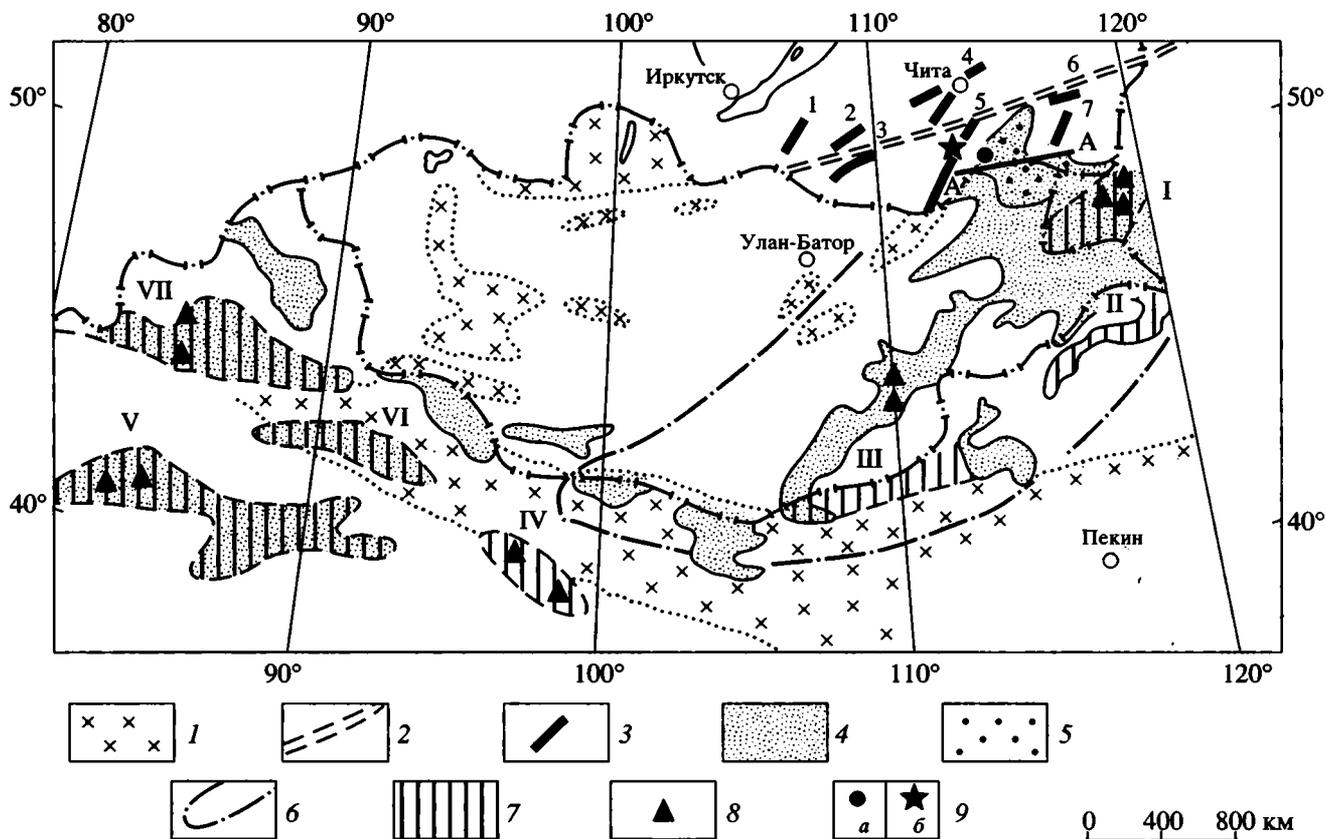
Признаки активного участия пологих тектонических дислокаций в развитии и преобразовании Забайкальских впадин ранее почти не фиксировались, поскольку псаммитовые катаклазиты картировались как песчаники, милониты – как аргиллиты, глинистые сланцы и алевролиты, катаклазиты с порфиорокластами – как конгломераты и гравелиты. При правильной интерпретации литолого-петрографического состава разрезов Забайкальских впадин в ряде случаев нетрудно вычленили породы динамометаморфического происхождения, возникшие в шовных зонах пологих тектонических нарушений. Так, в разрезе Ононской впадины установлено, что верхнепермские породы залегают выше верхнемезозойских образований [11]. Карбонатизированные “глинистые сланцы”, “алевролиты”, относимые к пермским отложениям, по-видимому, являются динамометаморфитами милонитовой фации и маркируют надвиг. Нижние части разрезов Ононской, Читино-Ингодинской, Алтано-Кыринской впадин представлены конгломератоподобной толщей, которая может рассматриваться как зона автокластического меланжа в подошве аллохтонной пластины. Ранее [3] конгломерато-брекчии Ононской впадины, входящие в акша-илинскую серию, были отнесены к олигоценным образованиям.

Количественная интерпретация магнитных аномалий по профилю, секущему Читино-Ингодинскую впадину, показала, что ее основанием служат две тектонические пластины гранитного состава, толщиной 2–5 км, погружающиеся под углом около 30° на глубину 18 км [27].

Таким образом, имеющиеся материалы последнего времени однозначно свидетельствуют о пространственно-генетической связи депрессионных структур Забайкалья с пологими внутрикоровыми тектоническими нарушениями сколовой природы (сбросы, надвиги, взбросо-надвиги). Вероятно, некоторые впадины с мантийными вулканами латит-шошонитовой формации, примером которых является Балеиская, формировались в коллизионных шовных зонах субдукционного типа.

### ПРИЗНАКИ УЧАСТИЯ ГАЗОВОГО И ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ВПАДИН

Газовый вулканизм в Байкальском регионе известен с тридцатых годов. Значительное количество газовых грифонов в это время было выявлено в восточной прибрежной полосе оз. Байкал [37].



**Рис. 1.** Схема размещения мезозойско-кайнозойских рифтогенных впадин и нефтегазоносных бассейнов Центральной Азии.

1 – докембрийский фундамент под маломощным осадочным чехлом; 2 – Монголо-Охотский линеймент; 3 – узкие межгорные впадины-грабены (1 – Гусиноозерская, 2 – Хилокская, 3 – Чикойская, 4 – Читино-Ин-годинская, 5 – Ононская, 6 – Ундино-Даинская, 7 – Тургино-Хара-норская); 4 – Центрально-Азиатская система мезозойско-кайнозойских озерных впадин (мелкосопочная равнина) предположительно грязевулканического происхождения с цеолитовой минерализацией вулканогенно-лимнического типа; 5 – Торейская котловина; 6 – область широкого распространения озер предположительно грязевулканического происхождения; 7 – нефтегазоносные бассейны, по [38]; (римские цифры на схеме I – Хайларский, II – Угрэнгольский, III – Арцоган-Нурский, IV – Преднатьшанский, V – Таримский, VI – Турфанский, VII – Джунгарский); 8 – месторождения нефти; 9: а – сальзы грязевых вулканов с метаном и тяжелыми углеводородами (оз. Баян-Булак), б – участок развития сальз грязевых вулканов. А – А – линия разреза на рис. 3.

В Восточном Забайкалье проявления специфической формы вулканизма – грязевого, в виде сальз впервые были установлены в Торейской котловине [44]. Вдоль северной границы оз. Барун-Торей закартированы действующие сальзы диаметром 1–1.5 м, выполненные полужидкой глинистой массой, периодически выделявшие газ [24]. Сальзы также выявлены на северном берегу оз. Баян-Булак [23]. Они выглядят как “... конусообразные холмики высотой 0.5–0.7 м, диаметром 1.0–1.5 м, располагающиеся вблизи береговой линии озера” [23, с. 911]. Центральные части холмиков (жерла) выполнены грязевулканической брекчией, состоящей из сопочного ила, цементирующего кремнистые обломки.

Торейская котловина является всего лишь небольшим фрагментом Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин,

занимающей территорию протяженностью около 3000 км и шириной 300–800 км, большей частью находящейся за пределами Забайкалья, в Китае и Монголии (рис. 1). Эта структура геоморфологически представляет собой чередование возвышений мелкосопочного облика с озерными котловинами и понижениями рельефа, свойственными ландшафтам некоторых грязевулканических областей Крымско-Кавказской провинции (Прикуринская область, Западная Кубань). Составной частью Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин является Забайкальско-Восточно-Монгольская рифтовая система. По аналогии с названными районами можно предполагать значительную рельефообразующую роль грязевого вулканизма в формировании Торейской котловины и в целом Центрально-Азиатской системы мезозойско-кай-

нозойских озерных впадин. Если принять гипотезу кратерного, кальдерного или маарового грязевулканического происхождения многочисленных озер типа Торейских, то становятся объяснимыми некоторые их особенности, ставящие в тупик многих исследователей. В первую очередь это относится к генетическому истолкованию береговых валов, баров, к фактам резкого различия в гипсометрических отметках (до 280 м по вертикали), периодического высыхания и заполнения озер. По сведениям М.Д. Скурского [39] в Торейских озерах происходили внезапные выбросы (извержения) газа, приводившие к массовой гибели рыб. Это прямо указывает на проявление грязевулканических процессов в рассматриваемых водоемах в настоящее время.

Предлагаемая генетическая модель подкрепляется геофизическими данными по радиотепловому излучению (СВЧ-радиометрия) ледяного покрова оз. Барун-Торей, в центральной части которого обнаружено 2 небольших участка пресного льда [4], интерпретируемые нами как проявление грифонной стадии грязевого вулканизма. Кроме того, в ледовом субстрате установлены многочисленные газовые включения, свидетельствующие о том, что газовулканическая деятельность грязевых вулканов в той или иной степени продолжается до сих пор. Зоны газовыделений также оконтурены в рельефе дна на других озерах торейского типа.

Исследователям давно известны случаи превращения грязевулканических солей с крупными размерами кратеров в грязевулканические озера. Например, такое происхождение имеют знаменитые Розовый Пореугель, Алигул, Кеймирские озера Туркмении [46, 50], озеро Аги в Керченско-Таманской области [49], некоторые озера и грязевые котловины с соленой водой в Северной Италии, Сицилии. В 1840 г. в районе Большого Арарата при извержении грязевого вулкана возникло озеро [21].

Наша гипотеза о грязевулканической природе озер торейского типа также аргументируется гидрогеохимическими материалами. Известно, что преобладающими для грязевых вулканов являются щелочные гидрокарбонатно-натриевые (содовые) воды [50]. Реже встречаются хлоридно-магниево-хлоридно-натриевые, сульфатно-хлоридно-натриевые и сульфатно-натриевые. Сода, трона, мирабилит – типоморфные минералы продуктов деятельности грязевых вулканов [49]. Содовые, мирабилит-содовые, мирабилитовые озера торейского типа, соответственно, имеют гидрокарбонатно-натриевый состав вод [24]. Образование мирабилита, соды в озерах Забайкалья, по-видимому, вызвано механо-химическими процессами в шовных зонах тектонических нарушений. Возможность такого механизма доказывается экспе-

риментами по сверхтонкому измельчению калишпата в дистиллированной воде [1], в результате которых возникли трона, карбонат натрия, доломит.

Солоноватые воды некоторых озер Торейской котловины содержат также повышенные содержания фтора, редких щелочных металлов и метана [4]. Состав термальных вод монгольской части Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин сопоставим с таковым термальных вод из грязевулканических областей России и СНГ. Из катионов в монгольских водах преобладает ион натрия, в анионной части для одних вод характерен сульфат-ион, для других – гидрокарбонат-ион. С озерами торейского типа в Монголии связаны многочисленные месторождения и проявления соды (оз. Буулт), мирабилита и соды (оз. Шара-Бурдыша-Нур), мирабилита и цеолитов [48].

Газы, извергаемые грязевыми вулканами, обычно представлены метаном, углекислым газом, тяжелыми углеводородами, азотом, аргоном, гелием, иногда водородом, сероводородом, окисью углерода. В конкретных структурах преобладают либо метан, либо двуокись углерода, либо (редко) азот. Как показали исследования Ф.П. Кренделева с соавторами [23], состав газов, выделяемых солями Торейской котловины, близок к газовой характеристике грязевых вулканов из нефтегазоносных районов.

Следы деятельности Торейских грязевых вулканов в недалеком прошлом фиксируются наличием небольших возвышений с относительными превышениями 100–120 м, сложенных классическими сопочными песчано-гравийно-галечными отложениями. Яркий пример подобного рода грязевулканических образований – площадь (400 км<sup>2</sup>), занимаемая Цасучейским сосновым бором. Периоды затухания грязевулканической деятельности обычно характеризуются выдавливанием из жерл грязевых вулканов сопочного песка (песчаные диапиры, по В.Н. Холодову [46]). Мелкие сопки песка, принятые Ф.П. Кренделевым с соавторами [2] за золотые бугры, широко развиты на равнине, расположенной к северо-западу от оз. Зун-Торей и примыкающей с юга к долине р. Онона.

Особенно велика роль процессов грязевого (газового) вулканизма в формировании отрицательных морфоструктур (впадин, котловин, мульд), которые объединяются общим термином – компенсационные вдавленные синклинали [49]. Возникновение этих структур обусловлено дефицитом вещества в зонах питания грязевых вулканов, который компенсируется прогибом вышележащих толщ. От количества актов и продолжительности извержений грязевых вулканов зависят размеры вдавленных синклиналей или мульд.

Таким образом, неглубокие озера, сопки или мелкие возвышенности, мульды и котловины

(вдавленные синклинали) составляют парагенезис важнейших структурно-морфологических элементов грязевулканических построек. Такой парагенезис – характернейшая черта Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин. Разрезы отложений вдавленных синклиналей известных грязевулканических областей обладают большим сходством с мульдами, котловинами этой системы озерных впадин. Так, в Торейской впадине, которая имеет вид плоской чаши почти изометричной формы и слегка вытянута в субмеридиональном направлении, выделяется несколько мульд [5]. Мощность кайнозойских грязевулканических осадков, слагающих эти мульды, в основном представленных сопочными пелитами, песками, брекчиями, достигает 80 м. Они подстилаются нижнемеловым вулканогенно-терригенным комплексом. Аналогичные впадины Монголии (Дзунбаинская, Унэгэтинская) выполнены таким же палеоген-неогеновым рыхлым грязевулканическим комплексом, что и Торейская впадина. Мощность его достигает 300 м. С.М. Синица на северо-восточном продолжении Ононской впадины в районе Алханайской вулканической постройки выделила Эбер-Алханайскую мульду, выполненную неоген-нижнеплейстоценовыми каолиновыми глинами, интерпретируемыми нами как пелитоиды грязевулканического происхождения. В ее пределах, в районе Илинских озер, С.М. Синица и Б.Н. Абрамов обнаружили свыше 100 действующих сальз-конусов, высотой до 70 см и диаметром от 1–2 до 3–5 м, из которых извергается жидкая глина с резким запахом сероводорода. Диаметр кратеров, венчающих сальзы, достигает 15 см.

Значительно сложнее распознать, интерпретировать продукты газового (грязевого) палеовулканизма среди мезозойских образований, слагающих нижние части разрезов рассматриваемых депрессионных структур Забайкалья и сопредельных территорий. В результате специальных исследований установлена весьма значительная роль грязевого вулканизма в формировании юрско-меловой Ундино-Даинской депрессионной зоны. Грубообломочные толщи, слагающие Каменскую, Балейскую впадины, сопоставляются с грязевулканическими брекчиями жерловой, прибортовой и покровной фаций [8]. Развитие Балейской впадины по типу компенсационной вдавленной синклинали происходило в средней юре (верхнегазимульская свита), в поздней юре–раннем мелу (балейская и новотроицкая серии, каменская свита). Отдельные признаки участия грязевого вулканизма обнаруживаются также в формировании других впадин Западного и Восточного Забайкалья. Прежде всего, это наличие брахисинклиналей, мульд, перемычек в линейно вытянутых приразломных впадинах, сохранившихся от эрозии сальз и грифонов (Боргойская, Чикойская, Читино-Ин-

годинская, Ононская, Алтано-Кыринская). Часто эти структуры, чрезвычайно сходные с вдавленными синклиналями грязевулканических областей, являются угленосными. Песчано-алевритовые осадки брахисинклиналей и мульд могут быть отнесены к литифицированным сопочным псаммитам и пелитам. Не исключено, что часть конгломератов, конгломерато-брекчий, слагающих впадины данной группы, являются древней сопочной брекчией грязевулканического происхождения, а не олистростромами или автокластическим меланжем. Однако вычленить продукты грязевулканического или газодетонационного происхождения из состава слагающих депрессионных толщ можно лишь путем проведения дополнительных специальных исследований.

### ПРЯМЫЕ И КОРЕННЫЕ ПРИЗНАКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР ЗАБАЙКАЛЬЯ

По сведениям М.Д. Скурского [39], проявления нефти и газа, в том числе их выходы на поверхность, установлены в Боргойской, Гусино-озерской, Кижингинской, Зазинской, Еравнинской, Читино-Ингодинской, Уровской, Тургино-Харанорской, Ушмунской, Аргунской и Ононской впадинах.

В Ононской впадине нефте- и битумопроявления выявлены в нескольких скважинах, пройденных по песчаникам. Отдельные слои “гравелитов” и песчаников, пропитанные нефтью, достигают 4 м. В нескольких скважинах обнаружен газ нефтяной природы с содержанием метана до 85%.

Битуминозные “сланцы”, битумы обнаружены в Ононской, Алтано-Кыринской впадинах. При этом в качестве нефтематеринских отложений рассматриваются верхнеюрско-нижнемеловые осадки. В Боргойской, Ононской, Тургино-Харанорской впадинах встречены жидкие нефтяные битумы, выполняющие трещины и пропитывающие породы-коллекторы [11].

В Ононской впадине значительные битумопроявления приурочены к шовной зоне надвига, отделяющей пермские отложения от меловых. В нижней части разреза верхнемезозойской толщи (мангутская свита) обнаружены битуминозные “конгломераты” (олистрострома?, автокластический меланж?), мощностью более 150 м. Сохранения  $C_{орг}$  в них достигают 7.37% [11].

По высокому содержанию твердых парафинов битумы из песчаников Боргойской впадины обладают большим сходством с монгольской меловой нефтью месторождения Дзун-Баин. Нефтяные битумы Боргойской впадины обогащены твердыми парафинами, а Ононской – метаново-нефтяными и ароматическими компонентами [11].

Многие известные месторождения и проявления нефти Северо-Западного и Северного Китая, Монголии (см. рис. 1) приурочены к Центрально-Азиатской системе мезозойско-кайнозойских озерных впадин (Далайнорская, Джунгарская, Таримская, Цайданская, Восточно-Гобийская, Чойбалсанская, Нилгинская, Тамцагская и другие впадины) позднеюрского-мелового возраста, выделенными континентальными толщами. Эта система впадин образует Джунгаро-Монгольскую нефтегазоносную провинцию [7].

На территории Монголии известно 2 мелких месторождения нефти, около десятка проявлений. Бурением на нефть и газ в 60–70-ые годы опойскованы 14 площадей. Прогнозная оценка и поисковые работы в Монголии проводились, опираясь на традиционные представления об условиях генерации, локализации залежей углеводородов, о прогнозно-поисковых критериях.

В Северном Китае, на юго-восточном продолжении Торейской котловины, находится Хайларский (Тамцакско-Хайларский) нефтегазоносный бассейн (см. рис. 1).

Нефтеносность последнего, как и монгольских месторождений, связана с отложениями верхней юры и нижнего мела. В пределах бассейна на территории КНР известно 4 мелких месторождения нефти. Нефтематеринскими породами считают темные глины и битуминозные глинистые “сланцы”.

Китайскими геологами установлена приуроченность наиболее крупных зон нефтегазонакопления Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин к шарьяжно-надвиговым структурам. Так, богатейшие месторождения углеводородов открыты в поднадвиговой зоне на западной окраине Джунгарского нефтегазоносного бассейна. С формированием тектонического покрова Карамай-Сяцзунуе связана одна из крупных зон нефтенакопления Западного Китая. Система надвигов Карамай-Уэрхэ на месторождении Карамай играет роль экрана, а в качестве коллекторов выступают породы различного возраста (пермь, триас, юра, мел, неоген) и состава (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, доломиты, андезиты). На нефтяном месторождении Душандзы Джунгарского бассейна обнаружен грязевый вулкан [7].

Приведенные данные о нефтегазоносности впадин Монголии и Китая, принадлежащих вместе с Торейской, Аргунской котловинами Юго-Восточного Забайкалья к Центрально-Азиатской системе мезозойско-кайнозойских озерных впадин, свидетельствуют о возможной продуктивности на нефть и газ названных забайкальских структур.

## ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ В ЗАБАЙКАЛЬЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕКОТОРЫХ ВПАДИН

В 80–90-ые годы в геологической науке наступил новый период изучения предгорных и межгорных депрессий с целью переоценки перспектив их нефтегазоносности, с учетом современных геодинамических представлений, отводящих значительное место в развитии структур впадин и нефтегазообразования надвиговым и сдвиговым дислокациям [38, 45]. При этом предлагается использовать методику прогнозно-поисковых и разведочных работ на нефть и газ, основанную на признании ведущей роли региональных надвигов и шарьяжей в формировании ловушек, аллохтонной природы антиклинальных структур, содержащих скопления углеводородов. В результате поисков нефти и газа под породами фундамента в районах развития региональных зон надвигов и взбросов в пределах различных депрессионных структур были выявлены промышленные месторождения нефти в Скалистых горах США, в Ферганском нефтегазоносном бассейне, в Предкарпатском прогибе, в Южно-Уральско-Прикаспийской области, на Сахалине. Была доказана нефтегазоносность внутриконтинентальных рифтовых структур и бассейнов коллизионных орогенов, обладающих покровно-складчатый строением. Эти данные, а также открытие в породах кристаллического фундамента нескольких сотен месторождений нефти и газа, нередко на значительной глубине (4000–6000 м и более), зон разуплотнения по данным сверхглубокого бурения на глубинах, превышающих 6 км [17], явились основанием для пересмотра в последние годы всей стратегии прогнозно-поисковых работ на углеводородное сырье.

Для оценки перспектив нефтегазоносности малоизученных территорий и комплексов пород используется геотермический прогнозный признак, характеризующий тепловой поток и его распределение по разрезам исследуемых толщ [19].

Нефтегазоносные бассейны, в том числе представленные мезозойско-кайнозойскими межгорными и другими впадинами, обладают нестационарным геотермическим режимом [14]. Характерная особенность теплового поля при нестационарном разогреве – неоднородное распределение глубинных температур. Обычно в качестве источников тепла геофизики называют поступление глубинного теплового потока из мантии, разогрев в верхней части коры в процессе накопления тепла под термоизолирующими экранами, разогрев в гранитно-метаморфическом слое коры за счет генерации радиогенного тепла. Вслед за [51] мы

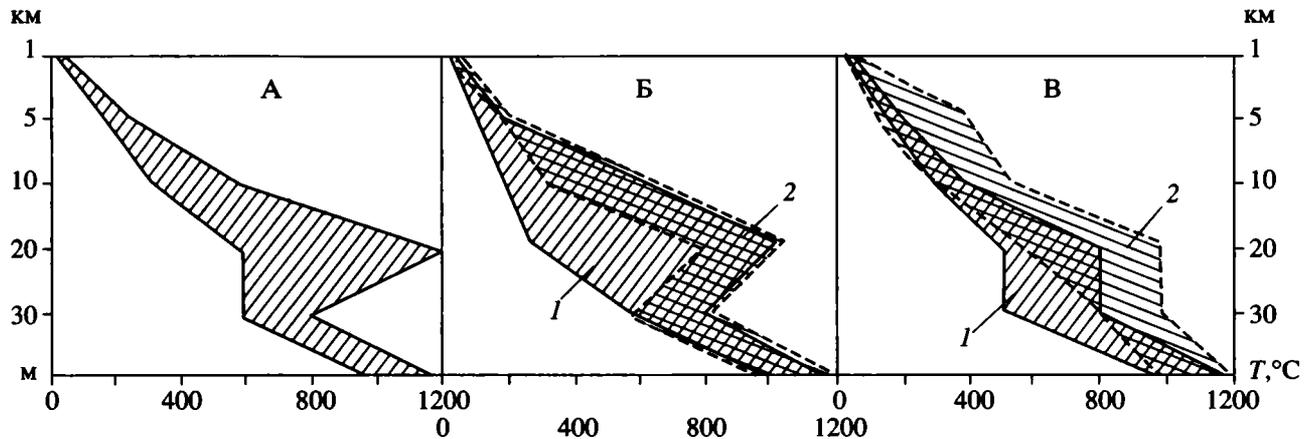


Рис. 2. Геотермические разрезы (интерпретация материалов [33]): А – Байкальская рифтовая зона, Б – впадины Забайкалья (цифры на рис.: 1 – впадины к северу от Монголо-Охотского линеймента, 2 – Торейская впадина); В – нефтегазоносные бассейны (цифры на рис.: 1 – северная часть Западно-Сибирского, 2 – Каспийский). М – граница Мохоровичича.

считаем, что основным фактором, порождающим неоднородное распределение теплового потока в разрезах высокопродуктивных нефтегазоносных депрессий, являются процессы динамометаморфизма в шовных зонах надвиговых структур, обусловленные механо-химическими превращениями. Разогрев в данном случае обусловлен фрикционным механизмом и экзотермической направленностью механо-химических реакций.

Основываясь на вышеприведенных признаках, критериях, геолого-геофизических предпосылках нефтегазоносности депрессионных структур, далее рассмотрим теоретические возможности формирования промышленных залежей углеводородов во впадинах Забайкалья.

Согласно схеме теплового потока СССР (авторы У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов, Т.З. Чадович, 1983) Байкальская рифтовая зона и Юго-Восточное Забайкалье характеризуются аномальным тепловым потоком, имеющим очень близкие значения плотности:  $60 \rightarrow 100$  МВт/м<sup>2</sup> и  $60-100$  МВт/м<sup>2</sup>. Забайкальская тепловая аномалия, охватывающая Аргунскую, Торейскую и Ононскую впадины, далее продолжается на территорию Монголии до 45 параллели [9]. Из нефтегазоносных структур значениями плотности теплового потока такой интенсивности, как в Байкальском регионе, обладают Майкопский прогиб, акватория Каспийского моря. Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн обладает меньшими параметрами аномального теплового потока ( $60-70$  МВт/м<sup>2</sup>).

На схеме геотермического районирования СССР [33] Ононская, Чикойская, Читино-Ингодинская, Чарская и другие впадины попадают в область разогрева, связанного с эпохой мезозойской активизации и последующего охлаждения. В отличие от них Торейская котловина, являю-

щаяся составной частью Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин, принадлежит области интенсивного глубинного привноса мантийного тепла, как и осевая зона Байкальского рифта, а также нефтегазоносные бассейны грязевулканической Крымско-Кавказской зоны. Богатый углеводородным сырьем полуостров Ямал Западно-Сибирского бассейна относится к области пространственного совмещения эволюционного накопления и глубинного привноса тепла. Торейская впадина, так же, как и территория полуострова Ямал, согласно упомянутой схеме, является районом, характеризующимся мантийно-коровым разуплотнением. В отличие от них Крымско-Кавказская зона, район Прикаспия – территория, обладающая плотной мантией и земной корой. О том, что Торейская котловина – это область мантийно-корового разуплотнения, свидетельствует совпадение ее границ с контурами отрицательной гравитационной аномалии – гравитационного блока 2-го рода [25]. Данный блок объединяет целый ряд крупных отрицательных гравитационных аномалий под “кольцами” соленых озер [23]. Такие же гравитационные аномалии разуплотнения, фиксируемые грязевыми вулканами, обнаружили геофизики в Керченско-Таманской грязевулканической и нефтегазоносной области [49]. Зонами разуплотнения нижней-средней коры контролируется размещение крупнейших нефтяных месторождений на юге Тюменской нефтегазоносной провинции [28, 34].

Из сравнительного анализа глубинных геотермических моделей (рис. 2) зоны Байкальского рифта, района распространения Забайкальских впадин и некоторых нефтегазоносных бассейнов следуют выводы:

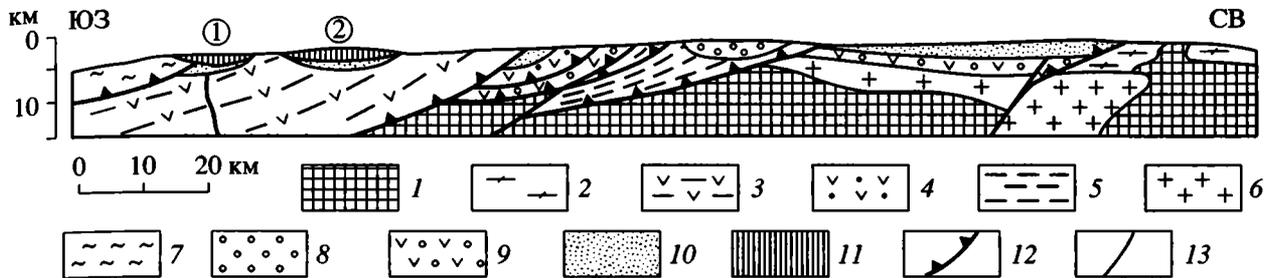


Рис. 3. Структура Забайкальской части Центрально-Азиатской системы озерных впадин (линия разреза А – А на рис. 1). Исползованы материалы [5].

1, 2 – фундамент Амурской плиты: 1 – метаморфический и гранитовый комплексы AR-PR, 2 – реликты зеленокаменного пояса (?) – метаэффузивы, метапесчаники, метаалевролиты ононской свиты – R<sub>1-2</sub> (?); 3–5 – рифтовый комплекс палеозоя: 3 – сланцы, метапесчаники, яшмоиды, рифогенные известняки, метаэффузивы чиндантской и усть-борзинской свит – D<sub>1-2</sub>, 4 – метаморфизованная вулканогенно-кремнисто-сланцево-песчаная толща уртуйской свиты – С<sub>1</sub>, 5 – терригенная толща борзинской свиты – P<sub>1</sub>; 6 – граниты удинского и ингамакитского комплексов Pz по “серым гнейсам” (?); 7–10 – рифтовый комплекс мезозоя: 7 – песчаники, алевролиты, филлиты баинцаганской свиты – T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>, 8 – песчаники, алевролиты, конгломераты верхнегазимерской свиты – J<sub>2</sub>, 9 – вулканогенно-терригенная толща шадоронской свиты – J<sub>2-3</sub>; 10 – вулканогенно-терригенная толща тургинской серии – K<sub>1</sub>; 11 – рифтовый комплекс кайнозоя, предрифтовая стадия формирования Амурской рифтовой зоны: грязевулканические пелито-псаммито-брекчиевые отложения (мощность вне масштаба); 12 – надвиги; 13 – сдвиги; цифры в кружках – озера: 1 – Барун-Торей, 2 – Зун-Торей.

– температурные поля, характеризующие разрезы земной коры (до границы Мохоровичича) Байкальской рифтовой зоны и северного окончания Центрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин (Торейская котловина, Ононская и Аргунская впадины), почти идентичны, что свидетельствует о сходстве геодинамических обстановок формирования этих структур по крайней мере в раннем кайнозое;

– геотермические разрезы Байкальской рифтовой зоны и впадин Юго-Восточного Забайкалья, расположенных южнее Монголо-Охотского шва, обладают очень большим сходством с геотермическим разрезом северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, а также имеют сходные черты с тепловой моделью нефтегазоносной Каспийской области. Из этого следует, что на территории Торейской, Ононской, Аргунской, Турга-Харанорской впадин имеются благоприятные геодинамические предпосылки для формирования промышленных скопления нефти и газа.

Б.А. Соколов разделил нефтегазоносные бассейны на три типа [40]: полигенный (гетерогенный), моногенный и криптогенный (постфундаментный), отличающиеся комплексом различных признаков.

По геотермическим особенностям разреза перечисленные выше впадины Юго-Восточного Забайкалья ближе к полигенному типу, а по геодинамическому критерию, совокупности геологических и тектонических характеристик они занимают промежуточное положение между моногенным и криптогенным типами.

Как показал анализ закономерностей размещения крупных и крупнейших нефтегазоносных

бассейнов, подавляющее их большинство находится над древними континентальными погребенными грабенами рифтовых зон [47]. При этом, согласно эмпирическим данным, основным фактором, определяющим нефтегазоносность последних, является их возраст. Высокопродуктивные обычно мезозойско-кайнозойские рифты. Рифтогенные платформенные структуры древнее девонских – каменноугольных считаются малопродуктивными. Другой важный критерий: суммарная мощность рифтогенных и послерифтовых геологических образований должна быть не менее 5–6 км. К числу рифтогенных относится и Западно-Сибирский бассейн. По данным сверхглубокого бурения (Тюменская скважина), для него установлено, что “...линейным очагом интенсивной и продолжительной генерации и миграции УВ явился погребенный юрско-триасовый Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт” [34, с. 119]. При этом предполагается, что в виде нефти углеводороды могут сохраняться до глубины 4.7 км, а ниже в интервале 4.7–6.0 км углеводороды могут находиться лишь в газовом и газоконденсатном состоянии. Еще большие потенциальные возможности нефтегазогенерации обосновываются для таких уникальных кайнозойских структур, какой является Южно-Каспийская впадина (предельные глубины сохранения углеводородных газов в свободной фазе – 12–14 км, а в жидкой – 8–10 км) [10].

Торейская впадина возникла на месте погребенного палеозойского рифта, на что указывает наличие в составе ее фундамента базальт-риолитовой вулканической ассоциации девонского возраста (усть-борзинская свита). В режиме рифта она формировалась в юрско-меловое время (рис. 3).

Предпосылки и факторы нефтегазоносности озерных мезозойско-мезозойских впадин Юго-Восточного Забайкалья (использованы материалы [6, 11, 20, 23, 35, 36])

Впадины	Предполагаемые нефтегазопроизводящие породы	Возможные коллекторы	Факторы, благоприятные для формирования залежей нефти и газа
Торейская	Горючие битуминозные глинистые сланцы тургинской серии нижнего мела и баин-цаганской свиты нижнего триаса – аналоги нефтематеринских отложений цаган-цабской и дзун-баинской свит нефтегазоносных бассейнов Китая и Монголии	Песчаники, алевролиты, измененные базальты с вторичной пористостью, псаммитовые катаклазиты, конгломераты (зоны автокластического меланжа?)	Наличие грязевулканических пелитондов кангильской свиты неоген-четвертичного возраста, неизмененных вулканитов мезозоя как потенциальных флюидоупоров. Периодическая смена соленых вод пресными в озерах торейского типа, вызывающая стратификацию вод по плотности и создающая благоприятные условия для сохранения в осадках органического вещества. Наличие тяжелых углеводородов с преобладанием парафинов над олефинами в газах грязевых вулканов. Наличие потенциальных тектонически экранированных ловушек
Аргунская	Горючие битуминозные глинистые сланцы тургинской серии и угленосные отложения кутинской свиты в составе нижнемеловой толщи, темные алевролиты и аргиллиты с органикой пермского возраста	Песчаники, гравелиты, конгломераты, измененные вулканиты аргунской свиты нижнего мела, псаммитовые катаклазиты	Впадина является частью более крупной Чойбалсано-Аргунской депрессии. В пределах последней на территории Китая известны месторождения нефти, принадлежащие Хайларскому нефтегазоносному бассейну. Наличие потенциальных тектонически экранированных ловушек. Преобладание (55%) в составе битумов восстановленных разностей
Ононская	Горючие битуминозные сланцы мангутской свиты нижнего мела и нижнемезозойские битуминозные глинисто-карбонатные отложения озерной фации, грубообломочная битуминозная толща динамометаморфического происхождения, филлиты ундугинской свиты палеозоя	Песчаники, катаклазиты, измененные вулканиты, конгломератоподобные породы, карбонатные породы	Высокая насыщенность отдельных разностей пород нефтяными битумами, концентрация которых местами достигает 20–30% от объема породы при содержании $C_{орг} = 10\%$ . Наличие потенциальных тектонически экранированных ловушек

Геодинамическое сходство Байкальской рифтовой зоны и значительно более крупной Цунтрально-Азиатской системы мезозойско-кайнозойских озерных впадин при морфоструктурных различиях наводит на мысль, что территория последней в настоящее время находится на предрифтовой стадии развития. А.Г. Золотаревым и К.А. Савинским [15] на основе совокупности неотектонических и геофизических данных на северо-западном фланге Байкальской рифтовой зоны выделена Приленская зона предрифтовых структур шириной 150–350 км, морфологически представленных системой кайнозойских впадин, плоскогорий, на фоне слабогористого рельефа, геоморфологически весьма сходная с Центрально-Азиатской системой мезозойско-кайнозойских озерных впадин. Наличие предрифтовых пологих мульд по периметру Байкальской впадины, по морфоструктуре не отличающихся от грязевулканических мульд Торейской котловины, – одно из доказательств того, что Байкальская рифто-

вая зона в раннюю предрифтовую стадию развития представляла собой структуру, только меньших размеров, подобную Центрально-Азиатской системе мезозойско-кайнозойских озерных впадин. Территория Тажеранских степей, Онгуренская, Кочериковская, Анайская и другие впадины Западного Прибайкалья с солеными озерами торейского типа, по-видимому являются реликтовыми фрагментами предрифтовой структуры Байкальской рифтовой зоны. Одно из доказательств высказанной гипотезы – наличие многочисленных грифонов, газовых вулканов, приуроченных к полосе нефтепроявлений предрифтовых впадин на восточном побережье Байкала [37], свойственных Торейской котловине.

Таким образом, геодинамический (“рифтовый”) критерий прогнозирования нефтегазоносности указывает на хорошие перспективы впадин южной части Юго-Восточного Забайкалья на углеводородное сырье.

Важнейший геологический критерий, позволяющий положительно оценивать перспективы на нефть и газ упомянутых структур Юго-Восточного Забайкалья, – наличие грязевых вулканов. На примере Майкопского прогиба исследована генетическая связь грязевого вулканизма с надвиговыми структурами [16]. Грязевые вулканы возникают в участках пересечения надвигов и сдвиговых нарушений. Через них осуществляется миграция углеводородных газов, реже жидкой нефти, происходит разгрузка подземных вод. Газовые вулканы – спутники нефтегазовых месторождений [50]. Поэтому наличие современных или ископаемых грязевых (газовых) вулканов в Торейской и Ононской впадинах выдвигает их в число наиболее перспективных площадных объектов для поисков нефти и газа в Юго-Восточном Забайкалье.

Важнейшие показатели потенциальной нефтегазонасности озерных впадин Юго-Восточного Забайкалья приведены в таблице.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье авторы, следуя современным геодинамическим представлениям, предприняли попытку наметить основные генетические ориентиры, сформулировать некоторые гипотезы применительно к моделям формирования рифтогенных мезозойско-кайнозойских впадин Забайкалья. Главные из них:

а) пологие тектонические нарушения типа надвигов и взбросов играют большую роль в образовании и развитии депрессий Забайкалья. Они во многом определяют не только первоначальную форму, размеры впадин, но и их внутреннее строение, литолого-петрографический состав горных пород, особенности нефтегазообразования;

б) в формировании озерных депрессий предрифтовой стадии, в отличие от впадин собственно рифтовой стадии рифтовых систем Забайкалья, большую роль играли процессы грязевого и газового вулканизма. Эти депрессии имели преимущественно компенсационное грязевулканическое происхождение (тип вдавленных синклиналей). Им свойственен своеобразный равнинно-мелкосопочный рельеф, наличие таких элементов внутреннего строения, как песчаные бугры или сопки (диапиры), сальзы, содовые озера, мульды, грифоны, кратерные валы, перемычки;

в) внутри Амурской плиты выделяется Центрально-Азиатская система мезозойско-кайнозойских озерных впадин на территории Юго-Восточного Забайкалья, представленная Торейской, Аргунской, Ононской котловинами и, вероятно, характеризующаяся в кайнозое предрифтовую стадию формирования Амурской рифтовой зоны. В Северо-Восточном Китае она представлена неф-

тегазонасной Хайларской впадиной, зарождающейся на участке с толщиной земной коры 38–39 км (в Байкальской рифтовой зоне – 36 км), приуроченной к зоне погружения северо-западного блока (“надвиг” на уровне границы “М”) [41]. Не исключено, что эта структура поверхности Мохо трансформирует осевую часть нарождающейся Амурской рифтовой зоны, определяя геодинамическое своеобразие последней, в отличие от Байкальской рифтовой зоны;

г) прямые и косвенные признаки, применение региональных прогнозных критериев нефтегазонасности позволяют положительно оценивать продуктивность на углеводородное сырье впадин Забайкалья, в первую очередь, расположенных южнее Монголо-Охотского шва. В этой связи представляется целесообразным проведение специализированных научно-исследовательских работ по переоценке площадных перспектив региона на нефть и газ.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л.В., Голосов С.И., Пятилетова Н.Г. Морфологические черты зерен продуктов тонкого помола некоторых минералов / / Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения. Новосибирск: Наука, 1966. С. 48–59.
2. Александров Г.В. Нижнемеловая сводово-глыбовая структура Забайкалья // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 127–131.
3. Беляев С.Ю., Чиков Б.М. Олигостромовые образования в бассейне среднего течения р. Онон (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1980. № 5. С. 36–42.
4. Бордонский Г.С., Крылов С.Д. Мониторинг состояния озер по радиотепловому излучению ледяного покрова // География и природные ресурсы. 1994. № 1. С. 170–175.
5. Булгатов А.Н., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Восточно-Забайкальская покровно-складчатая дуга // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 6. С. 61–68.
6. Васильев В.Г., Волохонин В.С., Мокшанцев К.Б., Саркисян С.Г. Перспективы нефтеносности // Полезные ископаемые Читинской области (черные металлы и неметаллические полезные ископаемые). М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 102–109.
7. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
8. Гладков В.Г., Татаринцев А.В., Томилев Б.В. Флюидокластогенное происхождение золотоносной грубообломочной толщи Балейского грабена // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 42–49.
9. Голубев М.А., Козлова С.В., Тимарова С.В. Глубинный тепловой поток в МНР – региональная характеристика и эволюция // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 4. С. 935–940.
10. Гулиев И.С., Кляцко Н.В., Мамедова С.А., Сулейманова С.Ф. Нефтегазопроизводящие и коллекторские свойства отложений Южно-Каспийской

- впадины // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 2. С. 110–119.
11. Гуляева Л.А., Поделько Е.Я. Геохимия битуминозных пресноводных отложений Забайкалья (Боргойской и Ононской впадин). М.: Наука, 1977. 131 с.
  12. Данилович В.Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. IV. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1960. С. 9–51.
  13. Добрецов Н.Л., Булгатов А.Н. Геодинамическая карта Забайкалья (принципы составления и легенда). Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. 52 с.
  14. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. М.: Недра, 1986. 222 с.
  15. Золотарев А.Г., Савинский К.А. Предрифтовая структурная зона в Прибайкалье // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 60–68.
  16. Казанцев Ю.В., Бехер Н.И. Аллохтонные структуры Керченского полуострова // Геотектоника. 1988. № 4. С. 77–89.
  17. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Постников Д.В. Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. М.: Наука, 1991. 255 с.
  18. Катц Б.Дж. Нефтематеринские породы озерных систем – является ли формация Грин Ривер подходящим эталоном? // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 29–44.
  19. Кирюхин Л.Г., Лоджевская М.И. Сверхглубокое бурение и прогноз нефтегазоносности // Сов. геология. 1991. № 8. С. 37–43.
  20. Климова Л.П. О битуминозности мезозойских отложений Забайкалья // Новости нефтяной техники. Сер. геол. 1958. № 8. С. 7–10.
  21. Ковалевский С.А. Газовый вулканизм (Вулканы и вулканоиды) // Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1935. № 1. С. 18–27.
  22. Конторович А.Э., Дробот Д.И., Преснова Р.Н. Геохимия нафтидов и проблема генезиса байкальской нефти // Сов. геология. 1989. № 2. С. 21–29.
  23. Кренделев Ф.П., Флешлер В.И., Чередниченко В.П., Шамсутдинов В.Х. Тяжелые углеводороды в сальзах Торейской котловины (Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 4. С. 910–913.
  24. Кренделев Ф.П., Шамсутдинов В.Х. Торейская котловина и генезис ее озер // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 37–42.
  25. Любалин В.Д. Опыт системного исследования гравитационных аномалий Забайкалья // Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 44–55.
  26. Мазукабзов А.М., Мельников А.И., Скляр Е.В. Кинематика пологих зон разрывных нарушений Юго-Западного Забайкалья // Земная кора (Материалы научной сессии геологической секции Института земной коры СО РАН, апрель 1996 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, ЦАФГИ, 1996. С. 16–19.
  27. Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Зорин Ю.А. и др. Природа гранитогнейсовых валов Забайкалья // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (Земная кора и мантия). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. С. 94–96.
  28. Макушин А.А. Зоны глубинной нефтегенерации // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 41–44.
  29. Мезозойская тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 207 с.
  30. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 289 с.
  31. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая // Международная Геофизическая комиссия. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: ВИНТИ, 1991. 148 с.
  32. Милановский Е.Е. Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая // Геотектоника. 1993. № 3. С. 3–17.
  33. Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура Земных недр. Л.: Недра, 1986. 186 с.
  34. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч., Колганова М.М. и др. Нефтеобразование на больших глубинах Колтогорско-Уренгойского грабенрифта // Геохимия. 1994. № 1. С. 111–121.
  35. Пономарева Г.П. Характеристика органического вещества и битумоидов межгорных впадин Забайкалья // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1969. С. 223–230.
  36. Пономарева Г.П., Хромовских Ю.Л. Тектоника межгорных впадин Забайкалья в связи с их возможной нефтегазоносностью юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1969. С. 181–188.
  37. Рябухин Г.Е. Заметка о горючих газах Байкала // На геологическом фронте. Сб. 1. М.–Иркутск: ОГИЗ, 1933. С. 106–112.
  38. Салманов Ф.К., Высоцкий В.И. Китай глазами геолога. М.: Недра, 1990. 96 с.
  39. Скурский М.Д. Угледородное “дыхание” Земли Забайкальской // Недра Востока. 1993. № 1. С. 18–21.
  40. Соколов Б.А. Нефтегазообразование – как фундаментальная геологическая проблема // Геохимия. 1997. № 10. С. 979–984.
  41. Сун Юншен, Крылов С.В., Ян Баоцзнь и др. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал – Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 3–15.
  42. Тетяев М.М. К геологии и тектонике Забайкалья // Вестник геологического комитета. 1927. № 8–9. С. 1–5.
  43. Фан Пу, Чанг Башенг. Неморские нефти Китая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 45–59.
  44. Фриш В.А. Существуют ли грязевые вулканы в Юго-Восточном Забайкалье? // Геология и геофизика. 1967. № 5. С. 136–137.
  45. Хаин В.Е., Соколов Б.А. Основные закономерности формирования геосинклинально-складчатых областей и их нефтегазоносность // Тектоника и

- нефтегазоносность складчатых поясов. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 17–27.
46. *Холодов В.Н.* О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 4. С. 12–27.
47. *Шахновский И.М.* Рифтогенные структуры и их нефтегазоносность // Известия вузов. Геология и разведка. 1996. № 4. С. 21–27.
48. *Широков В.Я.* Состояние и перспективы нефтегазоносности территории МНР // Советско-Монгольское сотрудничество в области геологии: итоги и перспективы. М.: Недра, 1986. С. 60–77.
49. *Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др.* Грязевый вулканизма и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. 330 с.
50. *Якубов А.А., Алиев А.А.* Грязевые вулканы. М.: Знание, 1978. 56 с.
51. *Delisle Georg.* The subsurface temperature field resulting from obduction of a crustal segment // Geol. Jahrb. 1986. E. № 34. P. 77–85.

Рецензенты: В.Г. Трифонов, Е.Е. Милановский

## The Origin and Oil and Gas Prospects of Mesozoic-Cenozoic Rift Basins in Transbaikalia

A. V. Tatarinov and B. N. Abramov

*Chita Institute of Natural Resources, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,  
ul. Butina, 26, Chita, 672090 Russia*

**Abstract**—Low-angle crustal faults and mud and gas volcanism played a significant role in the formation of depressions in Transbaikalia. They controlled, to a great extent, not only the shape and size of the basins but also their internal structure and the lithological and petrographic composition of the rocks. In Transbaikalia, some depressions south of the Mongolia-Okhotsk suture (Torei, Argun, etc.) are parts of the Central Asian system of Mesozoic-Cenozoic lake basins mostly located in Mongolia and China. A lot of indications show that this system has much in common with the structures that arose at the prerifting stage in the evolution of the Baikal rift zone. Geomorphologically, this is an alternation of hilly uplands with lake basins and topographic lows forming a landscape inherent in areas of mud volcanism. The temperature fields that characterize the state of the Earth's crust in the Baikal rift zone and in the north termination of the Central Asian system of Mesozoic-Cenozoic lake basins (the isometric Torei basin the and Onona and Argun basins) are nearly identical, which suggests a similarity of the geodynamic situation during the formation of these structures in at least Early Cenozoic time. Both direct and indirect indications, and the prognostic criteria of petroleum occurrence, are positive as to the prospects for oil and gas in the young lake basins of southeastern Transbaikalia. The potential oil and gas source rocks in these basins are mainly the bituminous shales of the Turga Group and Mangut Formation, the coaliferous sediments of the Kutinskaya formation of Early Cretaceous age, the oil shales of the Bain-Sagan Formation of Early Triassic age, Permian siltstones and mudstones, and dynamometamorphic bituminous sequences. Structurally sealed traps under thrust faults are most favorable for hydrocarbon accumulation.

УДК 551.24(266+7)

## О РАЗВИТИИ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ КАСКАДИЯ (ЗАПАДНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ)

© 2001 г. Н. П. Чамов, А. Э. Басилян, К. Б. Баринов

Геологический институт РАН 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 12.07.99 г.

На основании новых биостратиграфических данных [17] и находки раковины *Calyplogena pacifica* Dall (Mollusca, Bivalvia), обнаруженной в керновом материале станции 892 ODP, предложена модель развития аккреционной призмы Каскадия. Рассмотрены механизм проградации призмы и влияние вертикальных перемещений поверхности дна на обстановку седиментации и развитие сообществ бентосных организмов. Предложен сценарий развития призмы в интервале времени от позднего миоцена до настоящего времени. Показано, что скорости смещения отдельных элементов призмы варьируют от 1.5 до 5.5 км/млн. лет, возрастая в сторону континента.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучению континентальной окраины Орегона были посвящены 18-ый рейс DSDP<sup>1</sup> бурового судна “ГЛОМАР Челенджер” [26] и 146-ой рейс ODP<sup>2</sup> бурового судна “ДЖОЙДЕС Резольюшн” [35]. Подводные обнажения пород на абиссальной равнине и нижнем континентальном склоне зоны субдукции в Орегоне изучались с использованием обитаемого подводного аппарата “Alvin” [25]. Полученные в экспедициях данные внесли колоссальный вклад в понимание строения окраины и процессов роста аккреционной призмы – крупного клиновидного в поперечном сечении осадочного тела, вытянутого вдоль континентального склона. Предполагается, что в механизме наращивания континентальной окраины Каскадия преобладает фронтальная аккреция, при которой объемы смещаемых с океанической плиты и причленяемых к призме осадков практически полностью совпадают [16, 21, 26, 35]. Это делает объект привлекательным полигоном для изучения скоростей проградации аккреционного сооружения и наращивания континентальной массы.

Однако существующие расчеты можно рассматривать только в качестве предварительных оценок. Одна из особенностей процесса аккреции состоит в том, что возраст аккретированных осадков не обязательно соответствует времени их причленения к призме. Это затрудняет оценку темпов аккретирования и общего развития аккреционной постройки, поэтому количественные оценки, как правило, получают по косвенным данным. Наиболее широко используется модель

критического клина, учитывающая размеры растущего сооружения и угол схождения образующих поверхностей [12, 13]. Проведенные на основании этой модели подсчеты позволили Г. Вестбруку [34] предположить, что аккреция осадков в оregonском сегменте призмы произошла за последние несколько сотен тысяч лет.

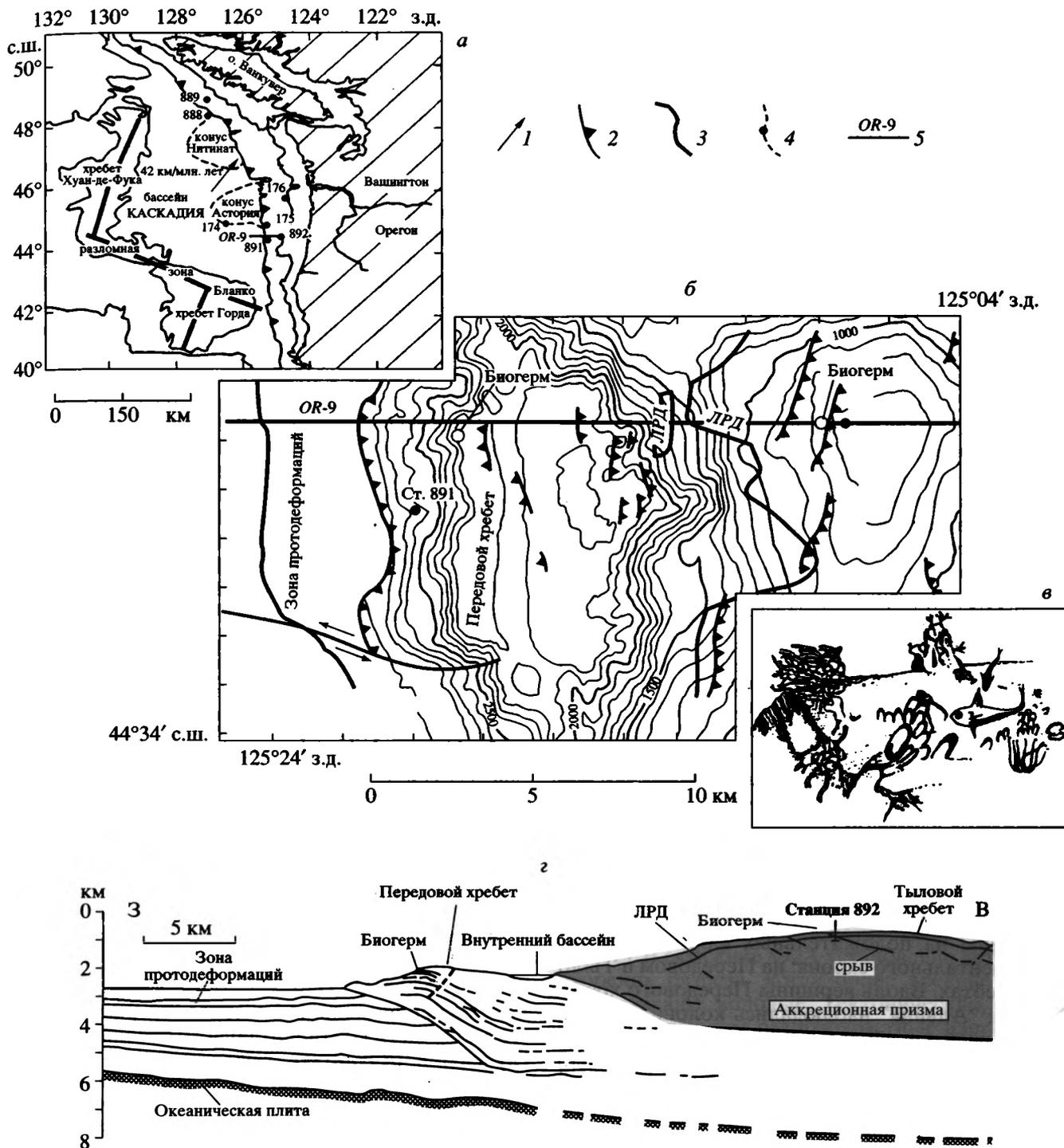
Новые исследования в области биостратиграфии [17] и сделанная нами уникальная находка в керновом материале станции 892 ODP хорошо сохранившейся раковины двустворчатого моллюска *Calyplogena pacifica* Dall, 1891 позволяют поинному подойти к оценке возможного времени аккретирования осадков и скоростей продвижения аккреционного сооружения с позднего миоцена до настоящего времени.

### СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАСКАДИЯ

Континентальная окраина Каскадия в Вашингтоне–Орегоне протягивается на 800 км вдоль западного ограничения Северо-Американского континента от острова Ванкувер (Британская Колумбия, Канада) на севере до мыса Бланко (Орегон, США) на юге (рис. 1а). Глубоководный бассейн Каскадия расположен к западу от континентальной границы США. С запада на протяжении около 600 км бассейн ограничен срединным хребтом Хуан-де-Фука. Южным ограничением служит 360-километровая разломная зона Бланко. В основании континентального склона известны два крупных глубоководных конуса выноса – Нитинат и Астория [27, 28]. Окраина Каскадия является зоной дрящейей с эоцена конвергенции между океанической плитой Хуан-де-Фука и Северо-Американской плитой. Счита-

<sup>1</sup> Deep Sea Drilling Project – Проект глубоководного бурения.

<sup>2</sup> Ocean Drilling Program – Программа глубоководного бурения.



**Рис. 1.** *a* – схема континентальной окраины Каскадия; *б* – структурно-морфологическая схема поверхности орегонской части континентального склона; *в* – зарисовка-композиция биогерма на уступе Передового хребта, по [25]; *г* – глубинный сейсмический разрез по линии OR-9, по [35] с дополнениями.

*1* – направление движения и скорость конвергенции плит; *2* – надвиговые нарушения; *3* – границы распространения ложных рефлекторов дна, по [25, 35]; *4* – положение буровых станций; *5* – сейсмический профиль OR-9, по [35].

ется, что скорость конвергенции, составляющая 42 км/млн. лет, существенно не менялась, по крайней мере, последние 10 млн. лет [14, 16, 21, 30].

Основные элементы строения орегонской части континентальной окраины показаны на рис. 1б, 1г. Горизонтально стратифицированные ненару-

шенные гемипелагические отложения и турбидиты чехла океанической плиты прослеживаются до зоны фронтального срыва, вблизи которого они испытывают слабые тектонические напряжения (зона протодеформаций). За зоной фронтального срыва начинается рамп-антиклинальное поднятие, образующее Передовой хребет в основании континентального склона. Передовой хребет поднимается более чем на 800 м над уровнем абиссальной равнины. Хребет прорезан узкими подводными каньонами, которые с океанического фланга врезаются в него на глубину до 500 м и постепенно выклиниваются к вершине. Осадки этой зоны смяты в простые складки, подорванные многочисленными нормальными и обратными сбросами, но, в целом, сохраняют первичную стратификацию. Здесь они еще слабо литифицированы, поэтому подвержены пластическим течениям. Образованию оползней способствует и весьма расчлененный рельеф. За Передовым хребтом расположена линейная депрессия – Внутренний бассейн, в котором накапливаются мало мощные субгоризонтально залегающие гемипелагические отложения. Вверх по континентальному склону Внутренний бассейн сменяется хорошо выраженным в рельефе поднятием Тылового хребта.

При изучении континентального склона со спускаемого аппарата “Алвин” на поверхности дна над зонами разгрузки холодных растворов были установлены высокие концентрации метана, аутигенная карбонатная цементация осадков и обогащение карбонатных минералов и раковин моллюсков изотопом  $C^{12}$  [25]. К зонам разгрузки метаноносных растворов приурочены места обитания организмов, основой сообществ которых являются хемосинтезирующие бактерии. Метанотрофные ценоцические сообщества были обнаружены на положительных формах рельефа континентального склона: на Передовом и Тыловом хребтах. Вдоль вершины Передового хребта с борта “Алвина” наблюдались колонии трубчатых червей *Lamellibrachia barbami* и гигантских двустворок *Calyplogena sp.* Обе колонии расположены на глубине 2036 м на вершине хребта вблизи устья одного из подводных каньонов (см. рис. 1в). В местах обитания сообществ встречены многочисленные разрозненные и частично засыпанные осадками створки белых раковин *Calyplogena sp.* Отмечены скопления по 5–6 особей живых калиптоген. Эти скопления вытянуты в линию и, возможно, трассируют зону разгрузки растворов. На вершине и океаническом склоне Передового хребта встречены многочисленные конусообразные постройки, характерные для зон разгрузки концентрированных восходящих потоков. Колонии калиптоген также встречены на Тыловом хребте, где они маркируют зону разгрузки мета-

ноносных растворов, приуроченную к молодому разлому.

Морфология континентального склона и наличие специфических бентосных сообществ полностью определяются процессами, происходящими в зоне конвергенции плит. Срыв и прогрессивная деформация верхней части горизонтальных осадков чехла океанической плиты приводят к образованию аккреционной призмы, включающей зоны Передового и Тылового хребтов и разделяющего их Внутреннего бассейна. Внутри призмы в сторону континента происходит нарастание мощности и степени деформаций (вплоть до полного уничтожения первичных текстур) осадков. Внутренние напряжения в аккреционной призме приводят к отжиму поровых вод, их обогащению углеводородами (преимущественно метаном) и восходящему движению. Эти растворы химически агрессивны и усиливают аутигенные процессы, приводя к изменению химического и минерального составов, а также к карбонатной цементации аккрецированных осадков [6, 7, 10, 15, 24, 31]. По мере восхождения раствора метан достигает уровня стабильности метаногидрата – фазовой границы, зависящей от соотношения температуры и давления [21, 32]. Ниже этой фазовой границы метан может присутствовать как растворенный или как свободный газ. Выше нее метан может связываться в газогидрат – образующуюся в условиях низкого давления и/или температуры твердую субстанцию, в которой молекулы газа заключены в решетку из молекул воды. На сейсмограммах этот уровень выражается рефлектором с обратной полярностью [20, 21, 35]. Поскольку интенсивность отражения сейсмических волн на нем составляет около 50% по отношению к поверхности дна, он получил название ложного рефлектора дна (ЛРД).

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АККРЕТИРОВАННЫХ ОСАДКОВ

Важнейшие данные о строении разреза орегонской части континентального склона были получены в результате глубоководного бурения. В ходе 18-го рейса DSDP бурением были вскрыты плейстоценовые и плиоценовые осадки дистального фланга конуса Астория (станция 174), нижней части континентального склона (станция 175) и шельфа (станция 176). Позже, в 146-ом рейсе ODP, станции 891 и 892 вскрыли голоценовые и верхнемиоцен–плейстоценовые осадки вблизи Передового и Тылового хребтов аккреционной призмы. Приводимая ниже характеристика основана на результатах изучения керн научным экипажем 146-го рейса ODP [35].

**Станция 891** располагалась на глубине 2663 м ниже уровня моря на Передовом хребте аккреционного клина. Разрез слагают голоценовые осад-

ки, представленные алевритами, часто глинистыми, тонко- и среднезернистыми песками с единичными прослойками грубых песков. Для всей толщи характерно присутствие незакономерно расположенных карбонатных конкреций и отдельных галек. Начиная с глубины 200 м ниже поверхности дна, в осадках отмечены фрагменты слабо литифицированной древесины. Хотя вскрытые на станции 891 осадки отнесены к одной пачке, в ее составе отмечаются некоторые вариации. В верхней части (0–198.2 м ниже поверхности дна) преобладают глинистые алевриты, переслаивающиеся с алевритами и мелко-среднезернистыми песчаниками. Осадочные текстуры представлены слабой параллельной слоистостью в алевритах и песках. В отдельных случаях наблюдаются конволютные текстуры и деформации оползания. Средняя часть пачки (198.2–383.9 м ниже поверхности дна) сложена плотными фрагментированными, но несортированными глинистыми алевритами с небольшой примесью песка. Нижняя часть пачки (383.9–472.3 м ниже поверхности дна) включает глинистые и песчаные алевриты и мелко-среднезернистые пески. Осадки здесь менее уплотнены и фрагментированы, лучше сортированы, чем в средней части разреза.

Рассмотренные осадки, наиболее вероятно, были отложены в обстановке глубоководного конуса выноса, а позже аккретированы и подняты в область континентального склона.

**Станция 892**, расположенная на глубине 674 м ниже уровня моря на Тыловом хребте аккреционной призмы, вскрыла аккретированные верхнемиоцен–плейстоценовые тонкие алевриты с редкими тонкими (первые сантиметры) прослоями песков. Из верхних 19 м осадков были подняты кристаллические газогидраты. В ходе 146-го рейса ODP из-за литологической однородности осадков была выделена только одна пачка, имеющая двучленное строение. В верхней части разреза (0–67,75 м ниже поверхности дна) отмечено большее количество тонких прослоев терригенных и глауконитовых песков при нарастании вниз по разрезу среднего размера зерен. Вниз по разрезу количество песчаных прослоев уменьшается. По всему разрезу прослежены многочисленные зоны нарушений и срывов, причем с глубиной резко нарастает интенсивность деформации осадков вплоть до появления зон протомеланжа в интервале глубин около 120–150 м ниже поверхности дна.

Характер разреза, тип осадка и высокая доля биогенного материала (пелагических илов) позволяет предположить, что осадки накапливались вдали от склона, распределительного канала или иного крупного источника терригенного материала. Бенгосные ассоциации фораминифер указывают на обстановку нижней батиали, хотя отмече-

но присутствие видов, характерных для средней батиали. В то же время, находка характерного неритического вида *Buccella tenerrima* в образце (146-892A-4X-CC) с глубины 30.3 м ниже поверхности дна указывает на транспортировку вниз по склону материала из относительно прибрежных областей. В целом, осадки станции 892 были рассмотрены [35] как аналог базальной части литостратиграфической пачки II, вскрытой бурением на станции 174 DSDP [26]. Последние, в свою очередь, коррелировались с плиоцен-плейстоценовой сейсмостратиграфической пачкой, накопленной до формирования конуса Астория в условиях абиссальной равнины [26]. Таким образом, осадки, вскрытые на станции 892, представляются верхнемиоцен-плейстоценовыми отложениями абиссальной равнины, которые после своего накопления были вовлечены в аккреционную призму.

Вблизи станции на поверхность дна выходит гидрологически активный, падающий в сторону континента срыв, пересеченный скважиной на глубине 105 м ниже поверхности дна. На поверхности дна очаг разгрузки маркируется современным метанотрофным сообществом. В разрезе на сейсмограммах видно, что в области пересечения разломом поверхность ложного рефлектора выгибается в сторону океанического дна, чего не наблюдается при пересечении ЛРД соседними срывами [35]. Эти наблюдения говорят о молодом возрасте, термоизостатической неравновесности и гидрологической активности тектонического нарушения. Более поздние исследования образцов вскрытых бурением осадков привели к двум важным результатам.

Во-первых, детальное изучение диатомовых и радиолярий позволило Е. Фортанье и Ж. Колет [17] выявить многочисленные перерывы/несогласия и тектонические нарушения во вскрытых бурением верхнемиоцен-четвертичных осадках (рис. 2). В скважине 892A установлено четыре повторения разреза, когда более древние осадки надстраивают молодые. Тектонические нарушения, разделяющие разновозрастные части разреза (пластины), приурочены к глубинам 50, 68, 116 и около 155 м ниже поверхности дна<sup>3</sup>. Три стратиграфических несогласия установлены в интервалах 28, 62 и 140 м ниже поверхности дна [17]. Эти данные позволили нам рассматривать разрез как пакет пластин (А–Е), которые ограничены надвиговыми нарушениями.

Во-вторых, в образце верхнемиоценовых осадков 146-892A-4X-01, 22–28 см, отобранном с глубины 28, 72 м ниже поверхности дна (пластина Е),

<sup>3</sup> Поскольку повторения разреза установлены по стратиграфическим данным, полученным при изучении дискретно отобранных проб, понятно, что приводимые значения лишь приблизительно соответствуют реальным уровням тектонических нарушений.



турах 1.19–1.63°C [18]. В орегонской части аккреционной призмы современные поселения калиптоген приурочены к зонам выходов метана и зафиксированы на глубинах около 2040 и 700 м [25]. Представители *Calypptogena* известны вдоль всего западного континентального склона Северной Америки от Юго-Восточной Аляски (пролив Кларенса) до Южной Калифорнии (пролив Санта-Барбара), где они были драгированы с глубин 55–1244 м [8].

В ископаемом состоянии находки *Calypptogena* преимущественно приурочены к аккреционным структурам Тихоокеанского тектонического пояса. Они встречаются в палеогеновых и неогеновых отложениях Японии, Камчатки и Северной Америки [1, 2, 4, 11, 19, 22, 23, 29, 33].

Этим моллюскам присущ довольно оригинальный способ питания с участием хемосинтезирующих бактерий, на что указывает уменьшенная пищеварительная система, пустой кишечник, а также аномально низкие значения изотопных отношений  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  и  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  [3]. Исследования по биохимии *Calypptogena* показывают, что представители данного рода в симбиозе с хемосинтезирующими бактериями используют для питания продукты распада метана. Именно этими факторами объясняется приуроченность поселений *Calypptogena* к зонам выходов метаноносных флюидов. При этом калиптогены выбирают относительно плотный субстрат и спокойные возвышенные участки, изолированные от поступления осадков. В зонах разгрузки насыщенных метаном растворов происходит интенсивная карбонатная цементация осадков как по массе, так и с образованием отдельных незакономерно расположенных в разрезе стяжений. В результате формируется характерный парагенез биоты и осадка, что и наблюдалось в разрезах станций 891 и 892.

Таким образом, закономерности распределения современных и ископаемых представителей рода *Calypptogena* (структурно-геоморфологическая приуроченность, характер субстрата, карбонатизация вмещающих осадков, наличие карбонатных стяжений) позволяют рассматривать калиптогены как индикатор современных и ископаемых зон разгрузки метаноносных флюидов.

## ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

С учетом имеющихся на сегодня данных представляется, что формирование аккреционной призмы происходит под действием горизонтального торцового давления, вызванного конвергенцией океанической и континентальной плит. При этом происходит встречное смещение аккреционного клина относительно океанической плиты. Проградация призмы в сторону океана представляется достаточно сложным и нелинейным про-

цессом, так как призма является геологическим телом с переменной упругостью. От области наибольшего напряжения (континентального упора) в сторону океана призма последовательно является упругим, вязкоупругим и пластичным телом. Как следствие, разные части призмы смещаются с разными скоростями, возрастающими в сторону континента. Так, скорость проградации призмы вблизи фронтального срыва равна нулю. Подтягивание к этой зоне остальных частей призмы происходит до тех пор, пока нарастающее внутреннее напряжение не превысит некоторый порог прочности. Нарастание напряжений в призме сопровождается перенесением части нагрузок в чехол океанической плиты, что приводит к развитию зоны протодеформаций. Превышение предела устойчивости призмы приводит к заложению нового срыва и геологически мгновенному смещению фронта деформации в сторону океанической плиты. Рассмотренный механизм дискретного смещения фронта деформаций присущ всем покровно-складчатым сооружениям и проявляется в разных геодинамических обстановках и масштабах [12].

Осадки, вовлеченные в аккрецию, испытывают одностороннее давление со стороны континентальной плиты. Напряжения, возникающие на границе с океанической плитой, снимаются за счет заложения фронтальных срывов. Внутри призмы напряжения, вызванные давлением континента, частично снимаются за счет уплотнения и деформации осадков. Как любое возмущение распространение энергии давления со стороны континента имеет волновой характер. Поскольку скорость упругих колебаний зависит от свойств среды, разная степень уплотнения осадков в призме приводит к вариациям амплитуды колебаний. В данном случае закономерное увеличение плотности осадков обуславливает увеличение амплитуды вертикальных перемещений в призме от фронтального срыва к континенту. Это явление хорошо выражено в продольном вертикальном сечении призмы, которое, по существу, является мгновенным снимком затухающей волны (см. рис. 1з). Таким образом, любая точка поверхности, оказавшаяся на пути прохождения волны, перемещается в вертикальном направлении пропорционально фазе волны.

Другими словами, по мере проградации призмы некоторая площадь поверхности дна, на которой происходит осадконакопление, последовательно вовлекается в разные зоны аккреционного клина, определенным образом выраженные в подводном рельефе. Оценив условия формирования осадков, можно определить зону аккреционного клина. Зная возраст осадков и условия их формирования, легко определить скорости проградации призмы. История площади осадкона-

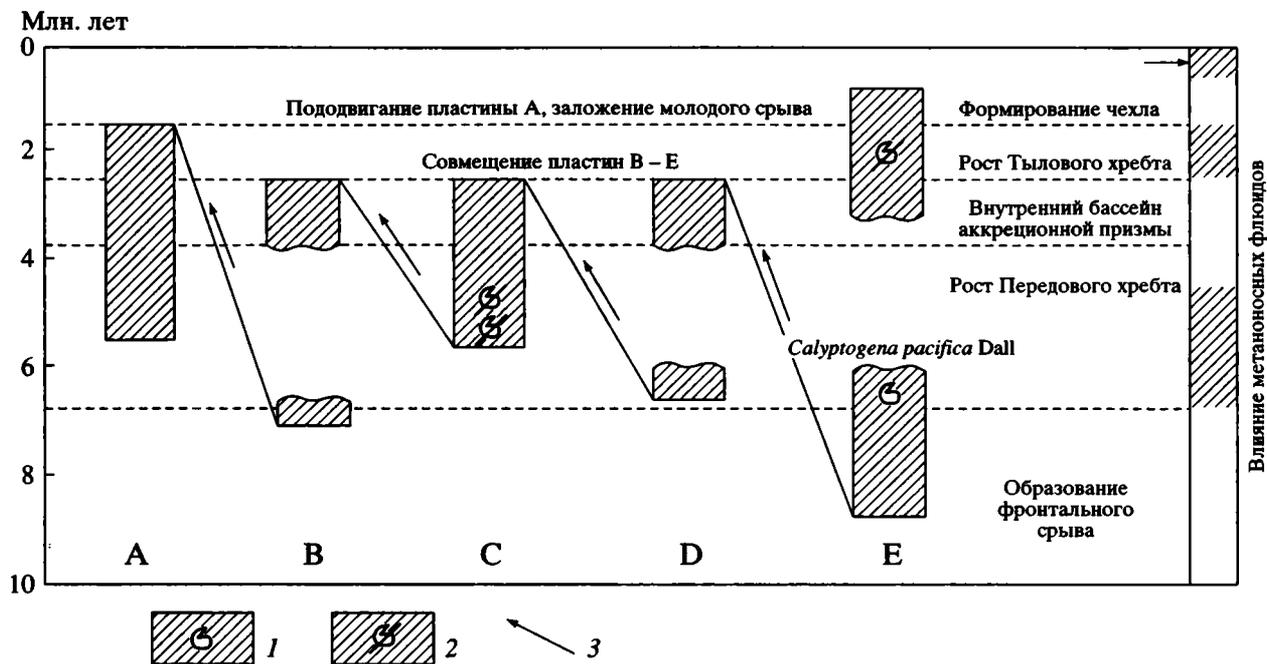


Рис. 3. Стратиграфическое положение элементов разреза скважины 892А и этапы развития аккреционной призмы. 1 – целые раковины моллюсков; 2 – фрагменты; 3 – направления совмещения тектонических пластин А, В, С, D, Е.

копления, вскрытой скважиной 892А, может быть прочитана по ненарушенной наиболее полной последовательности осадков любой из пластин, вскрытых скважиной. Тот факт, что пластины имеют сходное строение, позволяет считать эту последовательность не случайной и отражающей общие закономерности развития структуры.

В этой связи обращает на себя внимание то, что в нескольких пластинах приблизительно на одном уровне установлены стратиграфические несогласия. Их наличие, видимо, связано с неблагоприятными условиями для аккумуляции осадков в определенной области континентального склона. В процессе подводной турбидно-гемипелагической седиментации такие условия возникают на относительно поднятых элементах рельефа, обтекаемых гравитационными потоками и наиболее открытых для подводных течений. Перерывы в стратиграфической последовательности осадков тектонических пластин В, D и Е продолжительностью около 2.5 млн. лет, видимо, связаны с тем, что приблизительно с 6.2 до 3.8 млн. лет назад эта часть континентального склона испытала существенные восходящие перемещения с образованием положительной формы рельефа. Обнаруженная нами в верхнемиоценовых осадках пластины E *in situ* раковина хорошей сохранности *Calyptogena pacifica*, в сочетании с характерными аутигенными карбонатными стяжениями, позволяет предположить, что немногим более 6 млн. лет назад на поверхности этой

возвышенности происходила разгрузка метаносных растворов. Учитывая современное распространение хемосинтезирующих биотических сообществ (см. рис. 16; "биогермы"), логично предположить, что первой крупной зоной разгрузки метана в процессе проградации аккреционной призмы была область Передового хребта.

Как отмечалось выше, скважина 892А пересекает пакет пластин, которые сложены разновозрастными осадками со сходным строением. При этом во всех пододвинутых пластинах осадки имеют миоцен-плиоценовый возраст. Только верхняя пластина E наращивалась в течение плейстоцена. Очевидно, совмещение пластин В–Е началось в позднем плиоцене не ранее 2.5 млн. лет назад. Пододвигание пластины А произошло несколько позже на границе плиоцена и плейстоцена, приблизительно 1.6 млн. лет назад по молодому разлому, с которым связана экстракция метаносных флюидов и распространение хемосинтезирующих сообществ на Тыловом хребте.

Таким образом, с учетом представлений о механизме аккреции и современных биостратиграфических и палеоэкологических данных сценарий развития призмы Каскадия выглядит следующим образом (рис. 3). Не позднее 6.2–6 млн. лет назад абиссальные осадки, вскрытые в скважине, уже были вовлечены в массив поднятия Передового хребта, где стали подходящим субстратом для обитания двустворчатых моллюсков калиптоген. Воздымание рампы-антиклинального под-

нятия Передового хребта наметилось еще раньше. Отсутствие или крайне малые скорости осадконакопления на положительной форме рельефа привели к перерыву в осадконакоплении продолжительностью около 2.5 млн. лет (приблизительно от 6.2 до 3.8 млн. лет; в пластинах В, D и E). В то же время в пределах расчлененной поверхности Передового хребта, на его склонах или в ближайшем обрамлении существовали условия, где осадки продолжали накапливаться, не подвергаясь эрозии, что наблюдается в пластинах С и, возможно, А. В осадках пластины С на этом уровне наблюдаются признаки характерного парагенеза (обломки раковин, похожих на калиптогены, карбонатизированные осадки и аутигенные карбонатные стяжения), отражающего свойственную Передовому поднятию разгрузку метана.

Такие условия сохранялись вплоть до середины раннего плиоцена, когда в ходе смещения аккреционной призмы в сторону океана рассматриваемая область седиментации оказалась в пределах Внутреннего бассейна. В интервале времени от 3.8 до 2.6 млн. лет в этом бассейне накапливались сильно обводненные илы, сквозь которые происходило рассеянное просачивание метана из погребенных источников. Ни в одной из пластин на этом уровне остатков моллюсков не обнаружено. Действительно, условия этого бассейна представляются неблагоприятными для обитания калиптоген, для жизни которых требуются наличие достаточно жесткого субстрата и локализованных зон разгрузки метаноносных флюидов.

Дальнейшее смещение аккреционной призмы привело к вовлечению рассматриваемых осадков в область Тылового хребта. В этой зоне под влиянием нарастающего давления континентальной плиты при возросшей упругости осадков начали обособляться и сдвигаться в структурный пакет пластины В, С, D и E. Исходя из современного строения призмы, можно предположить, что совмещение пластин происходило на фронтальном склоне Тылового хребта. Начало этого процесса датируется 2.6 млн. лет, поскольку в пластинах В, С и D, пододвинутых под пластину E, отложения моложе этого возраста отсутствуют<sup>4</sup>. После образования пакета пластин осадконакопление происходило на поверхности структурно верхней пластины E и еще не пододвинутой пластины А. Последняя вошла в состав пакета позже, около 1.6 млн. лет назад, на что указывает возраст осадков верхней части этой пластины (образец 146-892А-20Х-1). Видимо, с этими поздними деформациями связано образование зон протомеланжа, вскрытых в скважине 892А на глубинах от около 120 до 150 м ниже поверхности дна.

<sup>4</sup> Данные по скважине 892D указывают на возможное совмещение этих блоков в интервале 2.7–1.8 млн. лет назад.

Изложенное выше позволяет выделить несколько “опорных” точек, для которых может быть установлено их положение в структуре в определенный момент прошлого (рис. 4а). Понятно, что началом отсчета (точка К) служит современное положение станции 892. Формирование пакета пластин началось 2.6 млн. лет назад предположительно на стыке Внутреннего бассейна и Тылового хребта. В настоящее время эта точка находится на удалении от станции 892 на 8.1 км, т.е. на это расстояние произошло смещение подножья Тылового хребта за последние 2.6 млн. лет (точка L). Точка, в которой после перерыва 3.8 млн. лет назад возобновилось накопление осадков в обстановке Внутреннего бассейна, удалена от начала отсчета на 9.9 км (точка М). В процессе проградации аккреционной призмы первое потенциально возможное место поселения калиптоген располагается на бровке Передового хребта, удаленной сейчас от станции на 12 км. Возраст обнаруженной в скважине 892А раковины *Calypotgena pacifica* 6.2–6.0 млн. лет. Таким образом, получаем точку N. Примечательно, что на графике “расстояние–время” положение опорных точек согласуется с плавной кривой.

Наиболее важным вопросом является определение момента, с которого осадки чехла океанической плиты, вскрытые скважиной 892А, были вовлечены в аккрецию. Иными словами, время, за которое передовая часть аккреционного клина переместилась на 14.8 км от места расположения станции 892 до современного ее положения, и есть время формирования всего сооружения. Достоверных данных для этого нет, однако на рис. 4а, путем проекции современного положения фронтального срыва на плавное продолжение аппроксимированной кривой определяется точка O, имеющая возрастную координату 9.5–10 млн. лет. Это дает возможность допустить, что аккреция осадков, вскрытых скважиной, началась в позднем миоцене.

Построенный график смещения элементов призмы Каскадия во времени позволяет оценить скорости, с которыми это смещение происходило. Отношение расстояния, на которое сместилась каждая точка призмы, ко времени, за которое это произошло, и есть скорость проградации. На рис. 4б представлен график изменения скорости проградации элементов аккреционной призмы по современному профилю. Видно, что смещение фронтального срыва на 14.8 км произошло со скоростью 1.5–1.6 км/млн. лет (точка O); Передовой хребет перемещался со скоростью 1.9–2.0 км/млн. лет (точка N); фронтальная граница Внутреннего бассейна – 2.6 км/млн. лет (точка М); подножье Тылового хребта – 3.1 км/млн. лет (точка L). Внутри Тылового хребта скорости про-

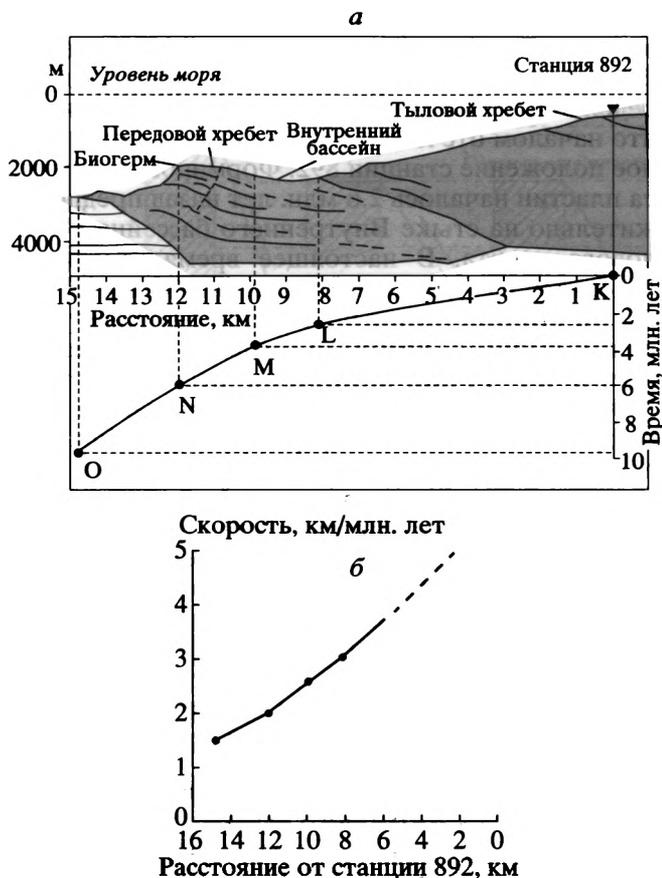


Рис. 4. Развитие аккреционной призмы во времени: *a* – график проградации частей аккреционной призмы в течение времени; *b* – график скорости проградации различных частей призмы: ось абсцисс – удаление морфологических элементов аккреционного клина от станции 892А; ось ординат – значения скорости проградации.

должают возрастать, достигая вблизи станции 892 величины 5.5 км/млн. лет и выше.

## ВЫВОДЫ

Рассмотрение осадочного разреза, вскрытого скважиной 892А ODP, показывает, что слагающие его пластины А–Е являлись элементами некогда единой области седиментации, которая в ходе проградации аккреционной призмы последовательно оказывалась в разных структурно-морфологических зонах. Единство площади седиментации было нарушено за счет тектонического сжатия около 2.6 млн. лет назад в Тыловом хребте аккреционной призмы.

Из-за переменных физико-механических свойств внутри призмы скорости проградации отдельных ее частей варьируют от 1.5 до 5.5 км/млн. лет, закономерно возрастая в сторону континента.

Полученные результаты соответствуют существующим данным о природе и внутреннем строении аккреционной призмы. Тем не менее, полученные значения должны рассматриваться только как предварительные оценки направленности и характера протекания сложного нелинейного природного процесса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 95-05-14827 и 95-05-64150).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Басилян А.Э., Былинская М. Е.* Шельф Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) в позднем плиоцене–раннем квартере (ольховское время) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 83–91.
2. *Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. и др.* Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 207 с.
3. *Лобье Л.* Оазисы на дне океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 156 с.
4. *Петров О.М.* Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 143 с.
5. *Ballard R.D.* Exploring our living planet. Nat. Geogr. Soc. Washington: D.C., 1983. 366 p.
6. *Behrmann J.H., Lewis S.D., Musgrave R.J. et al.* // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. College Station, TX: ODP. 1992. V. 141. 480 p.
7. *Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. V. 76. P. 803–832.
8. *Boss K.J., Turner R. D.* The giant white clam from Galapagos Rift, *Calyptogena magnifica* species novum // Malacologia. 1980. V. 20 (1). P. 161–194.
9. *Carlson P.R., Nelson C.H.* Marine geology and resource potential of Cascadia Basin // Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basin – Beaufort Sea to Baja California / Eds. Scholl D.W., Grantz A., Vedder I.Y. Houston, Tex.: Earth. Sci. Ser., 1987. V. 6. P. 523–535.
10. *Chamov N., Murdmaa I.* Coarse fraction minerals of sands in Cascadia margin sediments. Leg 146 ODP // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. College Station, TX: ODP. 1995. V. 146. Part 1. P. 33–43.
11. *Crickmay C.H.* On a new pelycypod, *Calyptogena gibberia* // Canadian Field-Naturalist. 1929. V. 43. P. 93.
12. *Dahlen F.A.* Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1984. V. 18. P. 55–99.
13. *Dahlen F.A.* Noncohesive critical Coulomb wedges; an exact solution // J. Geoph. Res. 1984. V. 89. P. 10125–10133.
14. *DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. V. 101. P. 425–478.

15. *Duncan J.R., Kulm L.D.* Mineralogy, provenance, and dispersal history of late Quaternary deep-sea sands in Cascadia Basin and Blanco Fracture zone off Oregon / *J. Sedim. Petrol.* 1970. V. 40. P. 874–885.
16. *Duncan R.A., Kulm L.D.* Plate tectonics evolution of the Cascades arc-subduction complex // *The Eastern Pacific ocean and Hawaii* /Eds. Winterer E.L., Hussong D.M., Decker R.W. *Bull. Geol. Soc. Am.* 1989. P. 413–438.
17. *Fourtanier E., Caulet J.-P.* Siliceous microfossil stratigraphic synthesis of Site 892, Cascadia Margin // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results.* College Station, TX: ODP. 1995. V. 146. Part 1. P. 369–374.
18. *Fujioka K., Taira A., Kobayashi K. et al.* 6000 meters deep: A trip to the Japanese Trenches photographic records of Nautilid dives in the Japanese subduction zones / Ed. Kaiko III Research Group. Univ. Tokyo Press: Ifremer and CNRS, 1987. 104 p.
19. *Grant U.S., Gale H.R.* Catalogue of the marine Pliocene and Pleistocene Mollusca of California and adjacent regions // *Mem. of the San Diego Soc. of Natural History.* 1931. V. 1. 1036 p.
20. *Hyndman R.D.* Dipping seismic reflectors and electrically conductive zones, metamorphic reactions and free water beneath a subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 13391–13405.
21. *Hyndman R.D., Spence G.D., Yuan T., Davis E.E.* Regional geophysics and structural framework of the Vancouver Island Margin accretionary prism // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports.* College Station, TX: ODP, 1994. V. 146. P. 399–419.
22. *Kanno S.* Tertiary molluscan fauna from the Yakataga district and adjacent areas of southern Alaska // *Paleont. Soc. Japan. Spec. Papers.* 1971. V. 16. 154 p.
23. *Kanno S., Amano K., Ban H.* Calyptogena (Calyptogena) pacifica Dall (Bivalvia) from the Neogene system in the Joetsu District, Niigata Prefecture // *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.* 1989. V. 153. P. 25–35.
24. *Kulm L.D., Scheidegger K.F., Byrne J.V., Spigai J.J.* A preliminary investigation of the heavy mineral suits of the coastal rivers and beaches of Oregon and Northern California // *Ore Bin.* 1968. V. 30. 165 p.
25. *Kulm L.D., Suess E., Moore J.C. et al.* Oregon Subduction Zone: Venting, Fauna, and Carbonates // *Science.* 1986. V. 231 (4738). P. 561–566.
26. *Kulm L.D., von Huene R. et al.* *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project. Initial Reports.* Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1973. V. 18. 495 p.
27. *McManus D.A.* Major bathymetric features near the coast of Oregon, Washington, and Vancouver Island // *Northwest Science.* 1964. V. 38. P. 65–68.
28. *Nelson C.H., Carlson P.R., Byrne J.V., Alpha T.R.* Development of the Astoria Canyon-fan physiography and comparison with similar systems // *Marine Geology.* 1970. V. 8. P. 259–291.
29. *Otatum K.* On the occurrence of fossil Calyptogena from the Ishicari Oil-field, Hokkaido // *J. Geol. Soc. Japan.* 1942. V. 49 (590). P. 435–437.
30. *Riddinhoug R.P.* Recent movements of the Juan de Fuca Plate system // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 6980–6994.
31. *Scheidegger R.F., Kulm L.D., Piper D.J.W.* Heavy mineralogy of unconsolidated sands in Northeastern Pacific Sediments: Leg 18 DSDP. // *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Initial Reports.* Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1973. V. 18. P. 877–887.
32. *Shipley T.H., Houston M.H., Buffer R.T., Shaub F.J., McMillen K.J., Ladd J.W., Worzel J.L.* Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises // *Am. As. Petrol. Geol. Bull.* 1979. V. 63. P. 2204–2213.
33. *Squaers R. L., Goedert J. L.* New Late Eocene Mollusks from Localized Limestone Deposits formed by Subduction-Related Methane Seeps, Southwestern Washington // *J. Paleontol.* 1991. V. 65(3). P. 412–416.
34. *Westbrook G.K.* Growth of accretionary wedges off Vancouver Island and Oregon // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports.* College Station, TX: ODP, 1994. V. 146. P. 381–388.
35. *Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J. et al.* *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports.* College Station, TX: ODP, 1994. V. 146. 611 p.

Рецензенты: Н.А. Богданов, Е.Н. Меланхолина

## On the Evolution of the Cascadia Accretionary Prism (Western North American Continental Margin)

N. P. Chamov, A. E. Basilyan, and K. B. Barinov

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—New biostartigraphic data [17] and a find of a *Calyptogena pacifica* Dall (Mollusca, Bivalvia), shell in the core material from ODP Site 892 are utilized in a model proposed for the development of the Cascadia accretionary prism. The progradation mechanism of the prism is discussed, along with the effect of the vertical displacement of the seafloor surface on the sedimentation environment and the evolution of benthic communities. A scenario is proposed for the evolution of the prism over the time interval from the Late Miocene to present. It is demonstrated that the displacement velocities of distinct elements of the prism vary from 1.5 to 5.5 km/m.y. and increase inland.

УДК 551.24(234.9+235.15)

## АМАГМАТИЧЕСКАЯ НАЧАЛЬНАЯ ФАЗА СУБДУКЦИИ НА КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ОКРАИНЕ ТЕТИСА

© 2001 г. М. Г. Ломизе, Д. И. Панов

Геологический факультет МГУ, 119899 Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 09.08.2000 г.

Результаты изучения Крымско-Кавказского обрамления мезозойского океана Тетис позволяют проследить последовательность геологических событий, происходящих при преобразовании пассивной континентальной окраины в активную. Отчетливо выявляется начальная амагматическая фаза субдукции, предвещающая формирование окраинно-материкового вулканно-плутонического пояса. Она соответствует времени от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая на глубину океаническая плита начинает инициировать магмообразование.

В условиях пассивной окраины (лейас–аален) континентальная литосфера испытывала растяжение, выразившееся в ее опускании ниже уровня моря и заложении бассейнов рифтового типа. В начальную фазу субдукции произошло общее сжатие и поднятие континентальной окраины, которое сопровождалось отмиранием рифтогенных структур и их магматизма, а также складчато-надвиговыми деформациями с последующим прогревом утолщенной коры (по К-Аг данным). Стратиграфический перерыв, определяющий продолжительность начальной амагматической фазы субдукции, охватывает зоны *Grahoceras concavum* верхнего аалена и *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса (178–175 млн. лет). Соответствующий интервал в 3 млн. лет укладывается в расчетное время перемещения переднего края субдуцировавшей плиты до астеносферных глубин, после чего сжимающие напряжения снизились, континентальная окраина опустилась ниже уровня моря, складчатость прекратилась, а на поверхности вскоре начал формироваться Понтийско-Закавказский вулканно-плутонический пояс.

Перестройка тектонического режима коррелируется с глобальной сменой северного континентального дрефта южным, что и способствовало, вероятно, надвиганию широтной Крымско-Кавказской окраины на океаническую литосферу Тетиса и заложению зоны субдукции. Тем самым были обусловлены локальные приуроченные к этой окраине тектонические явления: интенсивное поднятие, отчетливо проявившееся даже на фоне эвстатического максимума, а также особая “дзирульская фаза” складчатости на рубеже аалена и байоса, которая не вписывается ни в одну из канонических фаз, попадая в интервал между древнекиммерийским и новокиммерийским тектогенезом.

### ВВЕДЕНИЕ

Тектонические условия заложения новых зон субдукции и, в частности, преобразования пассивных континентальных окраин в активные давно уже привлекают внимание исследователей, но все еще мало изучены [30, 45]. При палеотектонических реконструкциях начало субдукции обычно датируют первыми проявлениями соответствующего магматизма. Между тем, если исходить из наблюдаемых в настоящее время скоростей субдукции, наклона зон Беньюфа и глубин их магмогенерирующего отрезка под активными вулканами, то должно пройти 2–8 млн. лет от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая вниз океаническая плита достигнет критических глубин и начнет инициировать магмообразование и вулканизм. Эта амагматическая начальная фаза субдукции<sup>1</sup> должна учитываться при детальных исследованиях. Результаты изучения Крым-

ско-Кавказской окраины мезозойского океана Тетис обнаруживают те геологические проявления начавшейся субдукции, которые в течение нескольких миллионов лет предшествовали образованию вулканно-плутонического пояса.

Формирование Средиземноморского складчатого пояса в ходе развития и последовательного замыкания океана Тетис нашло отражение в многочисленных публикациях, в том числе в атласах палинспастических карт, демонстрирующих современные возможности палеотектонических реконструкций [27, 31]. Широко известна асимметрия этого океанического бассейна, который размещался между пассивными окраинами Гондваны на юге и активными окраинами Лавразии на севере. При этом происходило рифтогенное дробление гондванских окраин, с последующим перемещением континентальных фрагментов к зонам субдукции и аккреции на северном обрамлении океана, что не исключало относительно кратковременного развития там пассивных окраин. В частности, они были характерны для начала альпийского этапа, и некоторые исследователи объясняют это раскрытием мезозойского Тетиса

<sup>1</sup> Такая начальная фаза субдукции, наряду с другими обстоятельствами амагматической субдукции, была рассмотрена одним из авторов настоящей статьи (М.Г. Ломизе) в докладе на II конференции “Тектоника литосферных плит” (Звенигород, 25–27 окт. 1989 г.).

как нового океанического бассейна к югу от прежнего [38, 39]. Одна из таких окраин представлена на Крымско-Кавказском отрезке северного обрамления (рис. 1), где пассивный режим сохранялся в течение лейаса и начала средней юры. Смена тектонической обстановки произошла в конце ааленского века, когда заложилась новая зона субдукции. Именно это преобразование среднеюрской пассивной континентальной окраины Тетиса в активную удается проследить там на достаточно полном и детальном материале, который позволяет судить о геологических проявлениях амагматической начальной фазы субдукции.

### ПАССИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА ТЕТИСА ДО НАЧАЛА СУБДУКЦИИ

Предложенные разными авторами палеорекострукции Крымско-Кавказской окраины океана Тетис для начала альпийского этапа неоднородны. Особенно важны различия в определении размеров и тектонической природы раннеюрского бассейна Большого Кавказа [12, 31], а также общая оценка геодинамического режима континентальной окраины. В своем варианте палеотектонической карты для ранней юры – аалена (I на рис. 2) мы исходим из того, что полное отсутствие юрских офиолитов свидетельствует против океанической природы этого бассейна, а ряд других признаков позволяет предполагать под ним сильно утоненную, пронизанную диабазовыми дайками континентальную кору [6, 9]. Соответственно показана и прилизительная ширина бассейна. Мы не сочли возможным корректировать ее по палеомагнитным данным.

Одни авторы трактовали Крымско-Кавказское обрамление Тетиса начала альпийского этапа как пассивную континентальную окраину “атлантического типа” [37, 38, 43], другие как активную [10, 26]. Мы полагаем, что имеющийся фактический материал определенно свидетельствует в пользу первого из этих решений.

Располагавшийся непосредственно к югу океанический бассейн (одна из ветвей Тетиса) оставил офиолитовые комплексы, приуроченные к крайним сутурам, которые, несмотря на позднейшие коллизионные деформации, прослеживаются на всем протяжении от района оз. Севан к Эрзинджану и далее до п-ова Армутлу на окончании Западных Понтидов [35]. Среди этих офиолитов есть поздне триасовые и раннеюрские, что доказано в Закавказье находками радиолярий в вулканогенно-осадочных образованиях, а также Sm-Nd датировками габбро (225 млн. лет) и базальтов (230–200 млн. лет) [4, 44]. Геохимическое изучение офиолитов из этих сутур (в том числе и более молодых комплексов) показало их большое разнообразие. В частности, среди базальтоидов есть

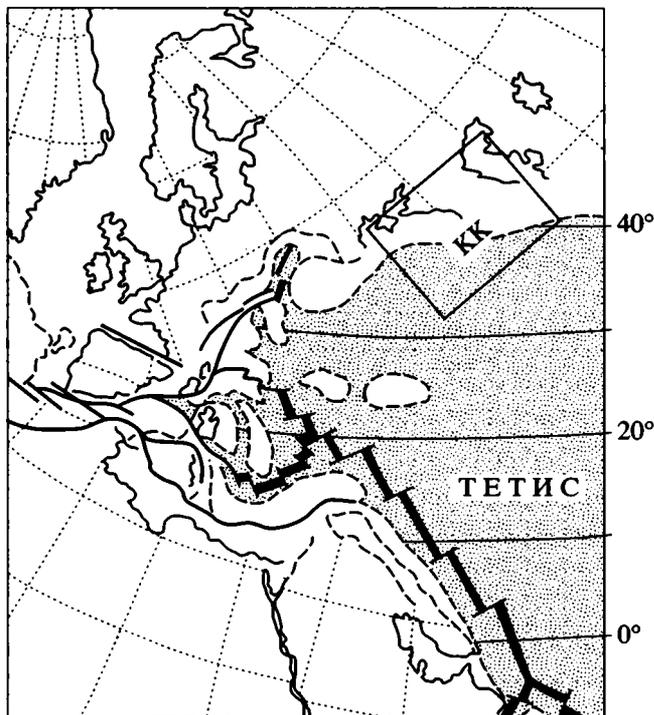
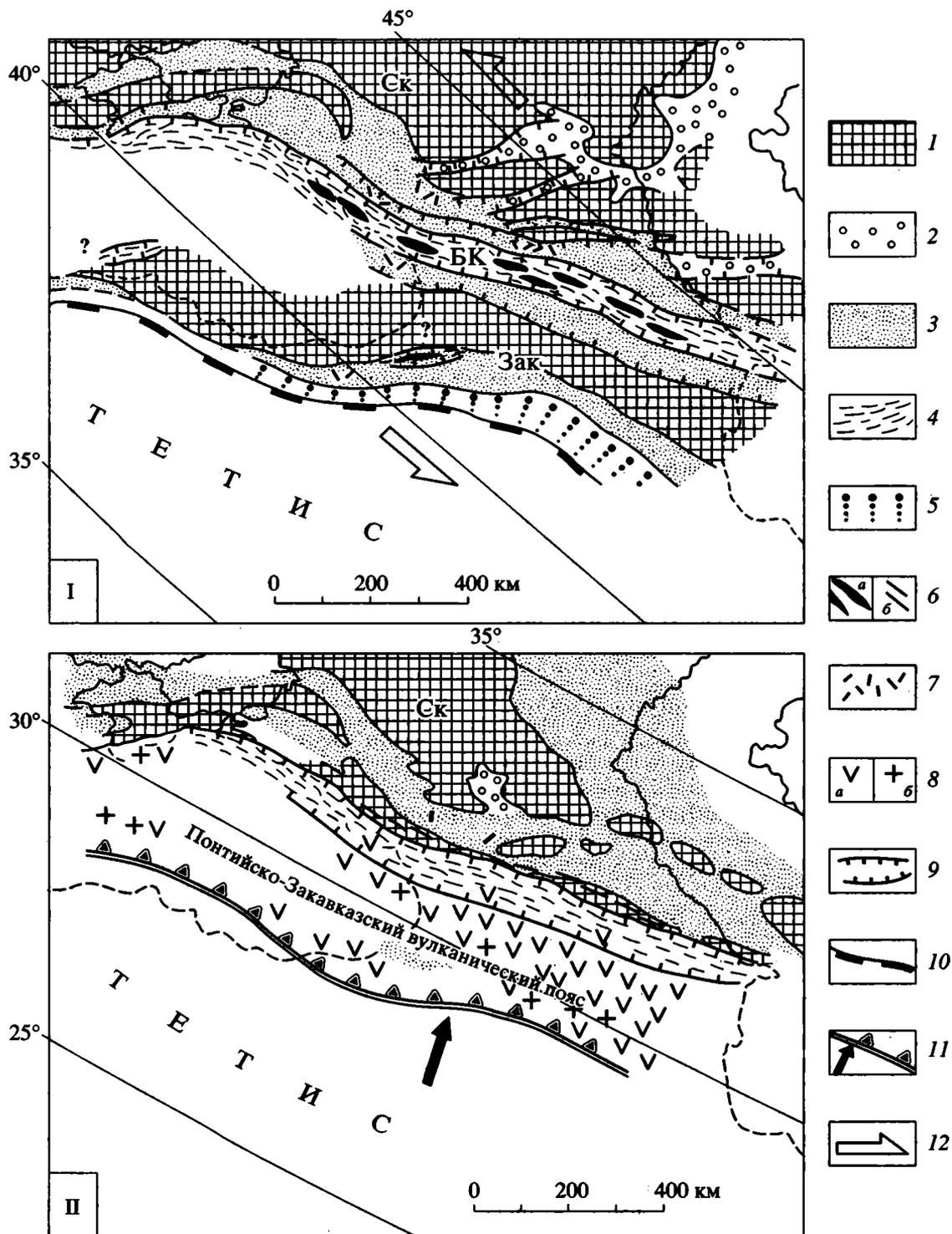


Рис. 1. Размещение Крымско-Кавказской континентальной окраины (в прямоугольнике КК) на реконструкции океана Тетис для ранней юры (ааленского века), по Ж. Деркуру и др. [27], с изменениями.

Палеошироты показаны сплошными линиями, современная градусная сетка – точками. Утолщенные линии – оси спрединга и разломы.

как нормальные толеиты спрединговых зон, так и разности с внутриплитной и островодужной специализацией [23], происходящие, по-видимому, из разных участков неоднородного и обширного океанического бассейна. Большая ширина этого бассейна уже давно предполагалась для лейаса на основании резкого различия аммонитовых комплексов лавразийского шельфа (в Понтидах) и гондванских микроконтинентов (на Мунзурдаге), впоследствии сближенных и непосредственно контактирующих по офиолитовой сутуре [28, 29]. Предположение это подтвердилось при палинспастических построениях, учитывающих линейные аномалии океанов и палеоширотные определения [27, 31].

На предлагаемой реконструкции Крымско-Кавказского обрамления Тетиса (см. рис. 2) мы замкнули глубоководные впадины Черного моря, поэтому континентальный блок Понтидов смещен к северу на 150–200 км. В кавказской части реконструкции, где особенно важны альпийская складчатость и надвиги, расширена область Большого Кавказа и пододвинуто под него Закавказского массива, так что крайние тектонические единицы оказались южнее на 100–130 км. Соответственно изменилась конфигурация границы



**Рис. 2.** Палеотектонические реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса: I – пассивная континентальная окраина до начала субдукции (в ранней юре–аалене); II – активная континентальная окраина после установления режима субдукции (в байосе–бате).

1 – области поднятия и размыва; 2–5 – области накопления отложений: 2 – континентальных, 3 – мелководно-морских, 4 – относительно глубоководных, 5 – в фациях континентального склона; 6 – толентовые базальтоиды (а), в том числе дайки (б); 7 – прочие вулканы, преимущественно известково-щелочные и субщелочные; 8 – вулканические (а) и интрузивные (б) образования субдукционного пояса; 9 – сбросы на бортах рифтогенных бассейнов; 10 – пассивная граница континент/океан; 11 – зона субдукции; 12 – вероятное направление напряжений.

Палеошироты даны по [27], приблизительно. Ск – Скифская платформа, БК – бассейн Большого Кавказа, Зак – Закавказский массив.

континент/океан, современное положение которой маркируют краевые офиолитовые сутуры.

Реконструкция суммирует данные за время, охватывающее раннюю юру и аален (около 25 млн. лет). Вырисовывается пассивная континентальная окраина шириной до 500–600 км, где литосфера испытывала растяжение, выразившееся дифференцированным опусканием ее поверхности ниже уровня моря, а также заложением линейно-вытянутых бассейнов рифтового типа, в том числе бассейна Большого Кавказа. Лейасовая трансгрессия пришла на эту окраину с юга и перекрыла сложное, гетерогенное основание, включавшее как массивы древних кристаллических пород, так и аккреционные комплексы позднего палеозоя [41]<sup>2</sup>. Опускания начались в геттанге еще в континентальных условиях (в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа [9]), в раннем синемюре морская трансгрессия захватила Закавказский массив и Понтиды [41], а также осевые части бассейнов Большого Кавказа и Горного Крыма [14]. В позднем синемюре она распространилась на северные борты этих бассейнов. В плинсбахе трансгрессия проникла сначала на южную окраину Скифской платформы, а в тоаре–аалене образовались значительные по площади морские бассейны в ее западной части.

У самой границы континент/океан прослеживается узкая полоса распространения относительно глубоководных глинистых (в Восточных Понтидах и на Шамхорском поднятии Малого Кавказа [9]) или флишоидных (на Локском и Храмском массивах [9]) отложений, которые могли формироваться уже на континентальном склоне. Дальше от края, в осевой части Понтид и Закавказского массива, поднятие и размыв соседствовали с областями накопления маломощных мелководных отложений шельфа [20, 36]. В районе Байбурта (Восточные Понтиды [37]) среди синемюр-нижнеплинсбахских отложений отмечаются горизонты вулканитов среднего и кислого состава, связанные, скорее всего, с резким, по разрывам погружением фундамента на переходе от шельфа к континентальному склону.

Система линейно вытянутых бассейнов рифтового типа в области Большого Кавказа и Предкавказья служит главным выражением обстановки растяжения на рассматриваемой континентальной окраине Тетиса в лейасе – аалене (см. рис. 2). Вполне вероятно, что подобные структуры формировались и на краю шельфа, представ-

ленным в Понтидах. В частности, близ Арду [37] известны терригенные турбидиты, а южнее Артина “сланцево-диабазовая ассоциация”, лежащие на метаморфическом фундаменте. В этой же связи можно упомянуть относимые к нижней юре глинистые сланцы и песчаники верхов “комплекса Кюре” Центральных Понтид, хотя в вопросах происхождения и возраста этого комплекса, особенно включаемых в него офиолитов, остается много неясного [41].

Главные рифтогенные структуры, бассейны Большого Кавказа и Горного Крыма протянулись параллельно границе с океаном в 200–300 км к северу от нее. Вначале, в синемюре–плинсбахе, в узкой осевой части первого из этих бассейнов накапливались глинистые осадки, а во втором – проксимальный, существенно песчаный флиш. На ступенчато погружавшихся бортах формировались фациально изменчивые толщи гравелитов, кварцитов, глинисто-алевритовых пород иногда с линзами известняков. Там же размещались локальные проявления вулканизма особенно многочисленные в Северо-Кавказском вулканическом поясе на северном борту бассейна. Преобладают известково-щелочные лавы и пирокластиты среднего и кислого состава.

В позднем плинсбахе–аалене оба бассейна значительно расширились, продолжая заполняться песчано-глинистыми, в том числе флишоидными отложениями. В осевом трого Большого Кавказа растяжение и утонение коры сопровождалось толлит-базальтовым магматизмом: внедрением многочисленных диабазовых даек (ориентированных вкостр растягивающим напряжениям) и трещинными излияниями лав. В позднем аалене вдоль западной части трого происходили внедрения и извержения кислой магмы палингенного происхождения [6]. Последнее, наряду с полным отсутствием офиолитов или продуктов их переотложения, свидетельствует в пользу того, что расширение и углубление бассейна Большого Кавказа сопровождалось лишь растяжением и утонением континентальной коры. Ее полного разрыва с новообразованием океанической коры, судя по всему, не было.

Бассейну Большого Кавказа свойственна асимметрия, которую подчеркивает размещение ранних проявлений вулканизма преимущественно вдоль его северного борта относительно крутого и поднятого (см. профиль I на рис. 6). Вполне вероятно, что бассейн развивался по модели асимметричного рифтинга, т.е. над главным сместителем, пересекавшим кору пологим сбросом, северный наклон которого мог предопределить южную вергентность последующих складчато-надвиговых деформаций [8]. Если сравнивать юрский бассейн Большого Кавказа с хорошо известным и все еще активным асимметричным рифтом Красного моря, то наряду с резким различием физико-географических условий накопле-

<sup>2</sup> На детально изученном участке Центральных Понтид авторы этой публикации считают возможным распознать несколько фрагментов различных офиолитов островодужного и задугового происхождения, которые отнесены ими к позднему палеозою–раннему триасу. Один из фрагментов, офиолиты Кюре, в ряде публикаций рассматривается как реликт раннеюрского океанического бассейна, однако основания для такой датировки офиолитов ненадежны [41, с. 267].

ния осадочных формаций и их состава, обнаруживается сходство в последовательности формирования структуры и в магматизме. Разнообразные вулканы Северо-Кавказского пояса (синемюр–ранний плинсбах) можно сопоставить с вулканидами аравийского побережья (Тахима-Азир и др., возраст 25–20 млн. лет); и те, и другие знаменуют раннюю стадию развития бассейна и приурочены к его поднятому борту. Более поздние толеитовые базальты осевого трюга Большого Кавказа (поздний плинсбах–аален) близки в Красном море молодым базальтоидам на концах его осевого трюга, где континентальная кора сильно утонена, но спрединг еще не начался (комплекс Забаргад, 5–0 млн. лет).

Вдоль северного края бассейна Большого Кавказа следовала цепочка узких грабенов Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны [13], заполненных мощными мелководно-морскими отложениями плинсбаха–аалена. В то же время далее к северу, в Предкавказье формировалась система грабенообразных впадин восток-северо-восточного простирания, заполненных континентальными, часто угленосными обломочными отложениями, среди которых встречаются вулканы андезитового, дацитового и риолитового состава [16].

В целом Крымско-Кавказская континентальная окраина начала альпийского этапа, обширная и развивавшаяся в обстановке растяжения, во многом напоминает современный Западно-Арктический шельф Евразии с его системой рифтогенных “структур тектонического отрыва”, утонением земной коры и большими мощностями отложений во впадинах [17].

Для ранней юры проявления тектоники растяжения, в том числе рифтинг, признаны характерной чертой пассивных континентальных окраин в масштабах всего Тетиса [27], они отражали обстановку уже назревавшего в то время распада Пангеи. В таком контексте может быть определенным образом интерпретирован и структурный рисунок размещения рифтовых впадин на Крымско-Кавказской окраине. В Предкавказье, располагаясь эшелонированно, они образуют оперяющую систему по отношению к бассейну Большого Кавказа, вытянутому параллельно границе континент/океан. Ориентировка оперяющих структур, соответствующая левостороннему сдвигу, позволяет заключить, что еще в лейасе–аалене определилось то напряженное состояние, которое уже в келловее (с началом раскрытия Центральной Атлантики) переросло в левосторонние смещения между Гондваной и Лавразией, происходившие вдоль Тетиса.

#### ОБСТАНОВКА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ПОСЛЕ УСТАНОВЛЕНИЯ РЕЖИМА СУБДУКЦИИ

Образование мощного Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса, протянув-

шегося вдоль границы с океаном, начиная со второй половины раннего байоса, означало, что к этому времени геодинамический режим континентальной окраины уже коренным образом изменился: строение, состав пород и оруденение этого пояса характерны для зон субдукции. Наступил длительный (около 90 млн. лет) этап субдукционного развития континентальной окраины, тесно связанного в дальнейшем с общим сокращением Тетиса.

На реконструкции Крымско-Кавказской окраины Тетиса для байоса – бата (II на рис. 2) граница континент/океан смещена, по сравнению с лейасом–ааленом, несколько севернее, что условно отражает эффект предбайосской складчатости. Если исходить из представления об едином вулканоплутоническом поясе, которому принадлежали все породы соответствующего состава и возраста от Малого Кавказа и Понтида на юге до южного склона Большого Кавказа и Горного Крыма на севере, то ширина такого пояса была около 200 км или даже больше. Преобладают известково-щелочные породы андезито-базальтового и андезитового, а в верхнем байосе Малого Кавказа и кислого состава мощностью до 3000 м. Накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ происходило в мелководно-морских условиях. Единую вулканоплутоническую ассоциацию с ними образуют интрузивные комплексы габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, приуроченных главным образом к Сомхето-Кафанской тектонической зоне [9], где магматическая активность была максимальной. По своим петролого-геохимическим характеристикам породы сходны с магматическими продуктами над современными зонами субдукции [3, 6, 11].

Продолжение вулканоплутонического пояса намечается по туфогенно-осадочной толще байоса–бата в Восточных Понтидах [37]. При мощности до 800 м толща несогласно залегает на более древних образованиях вплоть до метаморфического фундамента. Ни эффузивных образований, ни интрузий нет, так что накопление толщи происходило, по-видимому, перед фронтом вулканоплутонического пояса, который находился севернее и, возможно, сохранился на черноморском шельфе. Этот пояс появляется далее в Центральных Понтидах, где представлен гранитоидными интрузиями Кастамону: гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами. Они прорывают все образования вплоть до нижнеюрских и несогласно перекрыты базальными конгломератами верхней юры, возраст одной из интрузий определен Rb/Sr методом как 165 млн. лет [41, 42]. С интрузиями ассоциируют дацитовые вулканы. Геохимические данные указывают на вероятность субдукционного происхождения гранитоидов [40, 42]. Так же, как и в

Закавказье, этот магматический пояс, заложившись в байосе, возобновлял свою активность в позднеюрское и меловое время [26, 41, 43].

В Горном Крыму байосские андезито-базальтовые вулканы сравнительно небольшой мощности, а также мелкие интрузивные тела, известны на всем протяжении от Карадага до мыса Фиолент [14, 19]. Петрохимические данные не противоречат их принадлежности субдукционному вулканоплутоническому поясу. Судя по вулканоплутоническому комплексу Ломоносовского массива изверженных пород на подводном продолжении западнее Севастополя, магматизм и в этой части континентальной окраины возобновлялся вплоть до позднего мела [24].

В ходе последующего развития Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса в зоне субдукции возникали условия, благоприятные для тектонической эрозии. К раннему сенону, когда произошло замыкание северной ветви океана Тетис и субдукция завершилась, был срезан весь комплекс пород активной окраины между вулканическим фронтом и желобом, так что наиболее ранние (байосские) вулканы оказались в непосредственной близости от краевой офиолитовой сутуры [7, 35].

По другую сторону, в тылу вулканоплутонического пояса, в байосе – бате размещался неширокий, но глубоководный задуговой бассейн, заполнявшийся глинистыми и флишеидными толщами, которые прослеживаются вдоль южного склона Большого Кавказа и далее в Восточный Крым. Они залегают согласно с ааленскими (возможно даже без перерыва?) и так же без видимого несогласия перекрываются верхнеюрско-меловым флишем. Близ южного края бассейна встречаются горизонты байосских вулканических андезито-базальтового состава, которые известны на Кавказе от горы Ачишхо на западе до горы Шагриани на востоке [9]. Эти образования рассматриваются как “хвосты”, идущие от вулканоплутонического пояса. Для байосско-батского задугового моря, так же, как и для ранней юры Большого Кавказа (см. выше), мы считаем маловероятным предположение об обширном бассейне с океанической корой [25].

Непосредственно севернее задугового бассейна к началу байоса образовались поднятия, выраженные цепочкой островов, отделявших расположенные далее широкие, но мелководные бассейны Скифской платформы. Продукты размыва этих островов представлены в байосских песчаниках юрскими породами на Восточном Кавказе и аркозовым материалом на Центральном Кавказе, где из-под юры выступал кристаллический фундамент. В полосе поднятий внедрились рои диабазовых даек, маркирующих линейновытянутые зоны растяжения, которые открыли выход толент-базальтовой магме [6]. Кроме того, еще

севернее на краю Скифской платформы было два совсем небольших вулканических центра (Черекско-Чегемский и Даутский [13]) с извержением разнообразных по составу лав повышенной щелочности.

В целом обстановка Крымско-Кавказской активной окраины Тетиса после установления активной субдукции обнаруживает наибольшее сходство с современной окраинно-континентальной Зондской системой, с ее мощной вулканической островной дугой и обширными, главным образом энциалическими задуговыми бассейнами [2]. В средней юре одновременно с Крымско-Кавказской такой же была и Андская окраина, главный тектонотип активных континентальных окраин [6].

### ПЕРЕХОД ОТ ОДНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА К ДРУГОМУ (конец аалена–начало байоса)

Время преобразования пассивной Крымско-Кавказской континентальной окраины в зрелую активную окраину с характерным вулканоплутоническим поясом отмечено ее общим поднятием, отмиранием рифтогенных структур и их магматизма, а также складчато-разрывными деформациями сжатия.

Поднятие континентальной окраины выражено почти повсеместным перерывом осадконакопления в конце аалена–начале байоса. В самых южных тектонических единицах Кавказа, непосредственно прилегавших к краю Тетиса, стратиграфический перерыв охватывает весь поздний аален, а также зону *Sonninia sowerbyi* и большую часть зоны *Otoites sauzeyi* раннего байоса, севернее он варьирует по продолжительности, но как минимум отвечает средней части зоны *Sonninia sowerbyi* (рис. 3). В этот узкий возрастной интервал поднятия охватили наибольшую площадь. В Понтидах также известен перерыв под несогласно залегающей вулканогенно-осадочной толщей байоса [41]. В Горном Крыму на перерыв приходится весь аален и ранний байос. В закрытых районах Степного Крыма и Предкавказья наличие перерыва устанавливается по резко трансгрессивному залеганию байосских (чаще верхнебайосских) отложений на разных горизонтах аалена, нижней юры и даже на доюрских образованиях. Стратиграфический перерыв не зафиксирован только на южном склоне Большого Кавказа в основании относительно глубоководных байосско-батских отложений. Возможно, перерыва там не было, но не исключено, что он не замечен, так как контакты аалена и байоса во многих случаях тектонические.

Если суммировать эти наблюдения, то, судя по объему стратиграфического перерыва, сначала была приподнята ближайшая к океану часть континентальной окраины, а затем поднятия распространились на всю ее ширину. Последовавшие

вскоре опускания охватили континентальную окраину почти одновременно.

Поднятия сопровождались отмиранием рифтогенных бассейнов и деформациями сжатия. Вблизи границы континент/океан в Понтидах были интенсивно смяты те нижнеюрские образования, которые, как предполагается, локализованы в таких бассейнах. Они несогласно перекрыты байосскими вулканитами, иногда с базальными конгломератами в основании [37, 41]. На остальной территории Понтид отложения лейаса–аалена были слабо деформированы, но и там байос залегает на них несогласно, а местами перекрывает и более древние образования вплоть до фундамента.

В начале байоса произошло почти полное замыкание бассейна Большого Кавказа с существенным сокращением его ширины, складчатостью и надвигами южной вергентности. Как мы уже отмечали выше, эта вергентность, вероятно, была предопределена в лейасе–аалене соответствующей глубинной асимметрией рифтогенного бассейна [8]. Его северный борт оказался надвинутым на комплексы осевой части бассейна, что обозначило линию Главного надвига Большого Кавказа. Надвинутая коровая пластина расчленена продольными взбросо-надвигами на дигитации, последовательно перекрывшие одна другую в южном направлении со складчатостью в приконтактных зонах. Частота взбросо-надвигов и интенсивность этой складчатости возрастают к югу, в сторону Главного надвига. Это можно наблюдать в Псеашхинской и Метлюта-Ахтычайской тектонических зонах [13], где и юрский чехол, и фундамент в надвинутой пластине образуют сложную складчато-чешуйчатую структуру. Время складчатости определяется там по пересечению многочисленными дайками диабазов, которые считают близкими по возрасту к вулканитам порфиритовой серии байоса, охватывающей верхи нижнего и верхний байос (верхний профиль на рис. 4). Таким образом, основную фазу деформации можно считать предбайосской, хотя следующая, предкелловейская, фаза, вероятно, существенно усложнила структуру.

По другую сторону Главного надвига, перед ним, в породах лейаса – аалена также наблюдается сложная чешуйчатая структура, однако она еще больше усложнена последующими, в том числе позднеальпийскими, деформациями, в которых участвовали байос-батские и более молодые отложения. Тем не менее и здесь есть участки, где складчатость зафиксирована секущими дайками байосских диабазов (см. нижний профиль на рис. 4). Далее, на южном борту бассейна Большого Кавказа и Закавказском массиве, где близко к поверхности подступает консолидированный домезозойский фундамент, отложения лейаса–аалена испытали сравнительно простые

дислокации с образованием блоковых и брахи-морфных структур, перекрытых несогласно налегающей порфиритовой серией байоса.

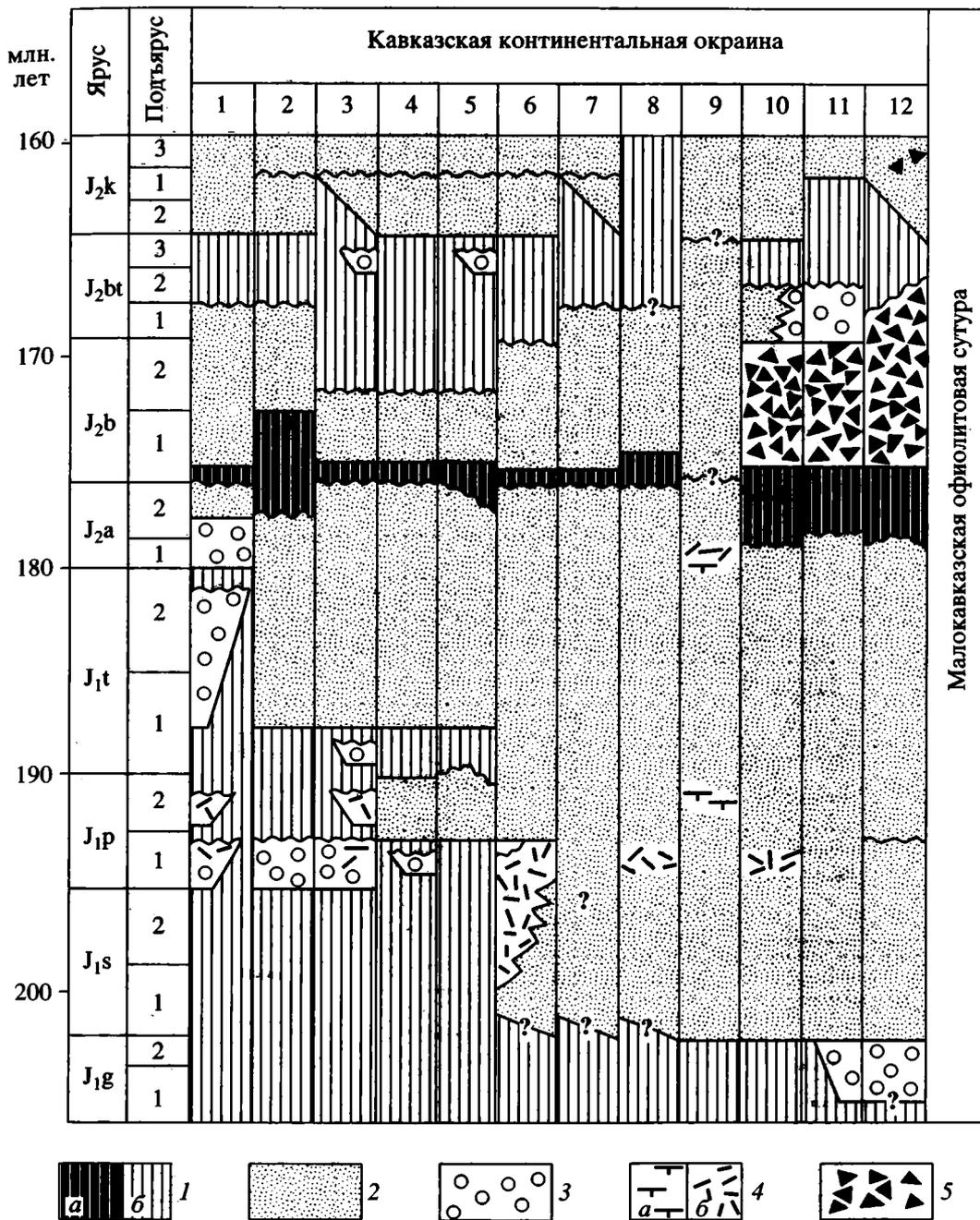
Вдоль северной границы бассейна Большого Кавказа тогда же, в начале раннего байоса, закрылись узкие грабенообразные прогибы Пшекиш-Тырныузской шовной зоны с мощными отложениями лейаса–аалена. При этом с севера на них был надвинут край Скифской платформы (ее Лабино-Малкинской зоны) [13], что обусловило интенсивную складчатость, возраст которой определяется наличием перекрывающих байосских отложений. Последние залегают с угловым несогласием на разных горизонтах лейаса–аалена и непосредственно на фундаменте. В междуречье Кестанты и Чегема (рис. 5) в низах байоса обнаружены олистостромы с глыбами пород надвинутого крыла. Однако в современном виде надвиг включает и более поздние, предкелловейские перемещения с участием байосских отложений. Он был окончательно “запечатан” несогласно залегающим чехлом келловя.

Висячем крыле этого надвига, на краю Скифской платформы также заметны предбайосские деформации: асимметричные складки с более крутым южным крылом, сложенные лейасом–ааленом и несогласно перекрытые байосом. В ядрах некоторых антиклиналей он налегает непосредственно на фундамент.

Наконец, еще севернее, в закрытых районах Предкавказья, на наибольшем удалении от границы континент/океан предбайосская складчатость не замечена. Тем не менее и там полностью закрылись все развивавшиеся ранее грабенообразные впадины лейаса–аалена.

Соотношения, наблюдаемые в Горном Крыму, показывают, что и в этой части континентальной окраины отчетливо проявилось общее сжатие в конце аалена–начале байоса. Так же, как и на Большом Кавказе, произошло замыкание лейасового бассейна, и его северный борт (Лозовская зона) был надвинут на осевую часть [14]. В триасово-лейасовых отложениях сформировалась очень сложная чешуйчато-складчатая структура южной вергентности, осложненная зонами милонитизации и разлинзования пород. Верхнебайосская вулканогенно-осадочная толща, перекрывающая эту структуру, резко отличается более спокойным стилем деформаций, а связанные с ней дайки секут подстилающий складчатый комплекс (см. рис. 1 в [15]). В связи со складчатостью в раннем байосе на территории Крыма возникал горный рельеф, эрозия которого оставила песчаники и конгломераты бешуйской и битакской свит.

Таким образом, в пределах всей Крымско-Кавказской континентальной окраины Тетиса поднятия в конце аалена–начале байоса сопровождались деформациями сжатия. Распределение



**Рис. 3.** Стратиграфический перерыв в среднеюрских отложениях Кавказской окраины Тетиса, предшествовавший началу субдукционного вулканизма.

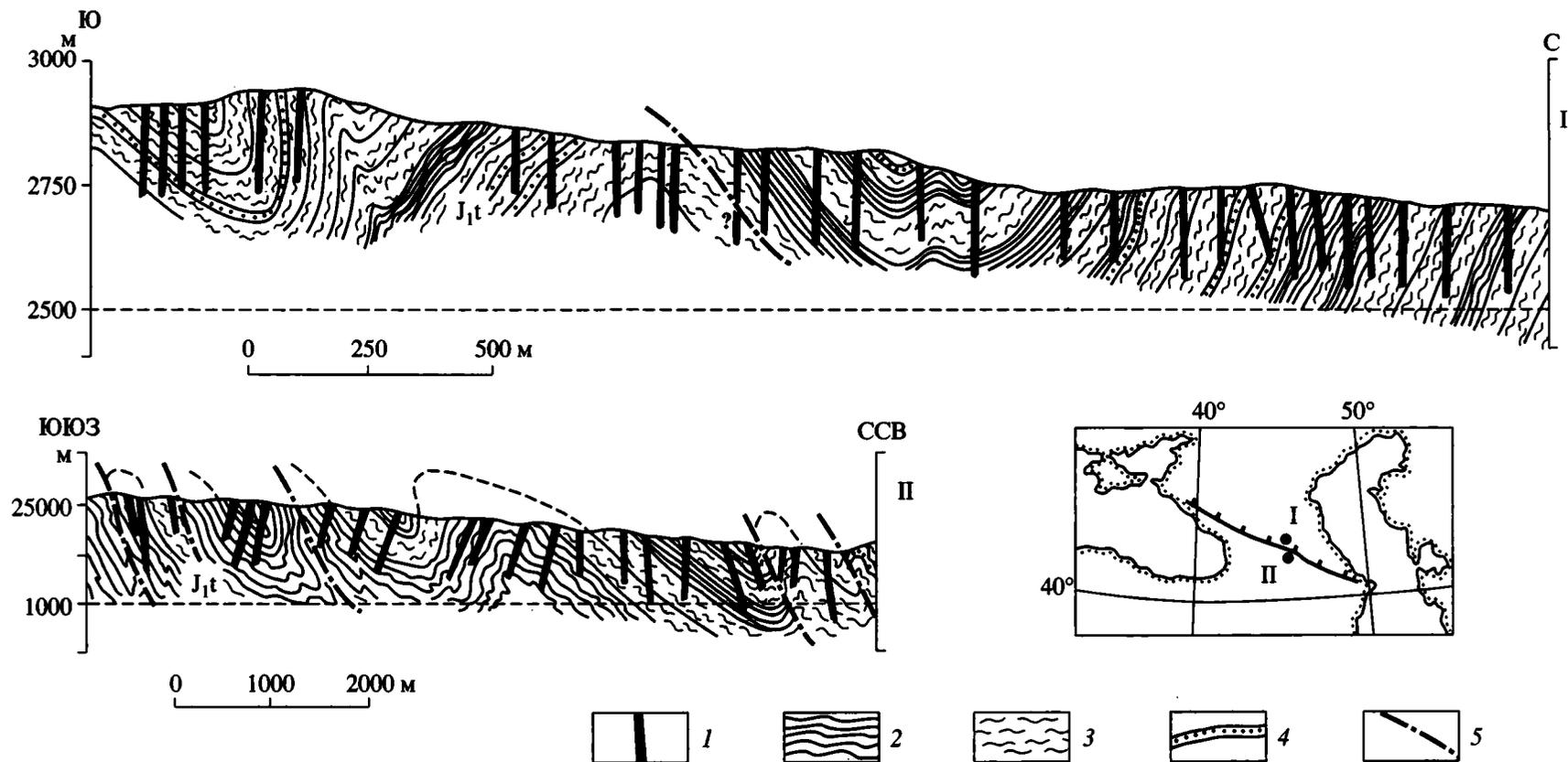
1 – стратиграфические перерывы: а – в конце аалена – начале байоса, б – прочие; 2 – морские и 3 – континентальные отложения; 4 – рифтогенные вулканиды: а – базальты, б – риолиты-андезиты; 5 – субдукционные вулканиды.

Тектонические подразделения континентальной окраины по Д.И. Панову [13]: 1–3 – Скифская платформа: 1 – Северо-Восточное Предкавказье, 2 – Юго-Западное Предкавказье, 3 – Лабинско-Малкинская зона; 4 – Пшекиш-Тырныауская зона; 5–8 – северный борт бассейна Большого Кавказа, зоны: 5 – Восточно-Балкарская, 6 – Дигоро-Осетинская, 7 – Агвали-Хивская, 8 – Псеашхинская и Метлюта-Ахтычайская; 9 – осевая часть и 10 – южный борт бассейна Большого Кавказа; 11 – Закавказский массив; 12 – Сомхето-Кафанская зона.

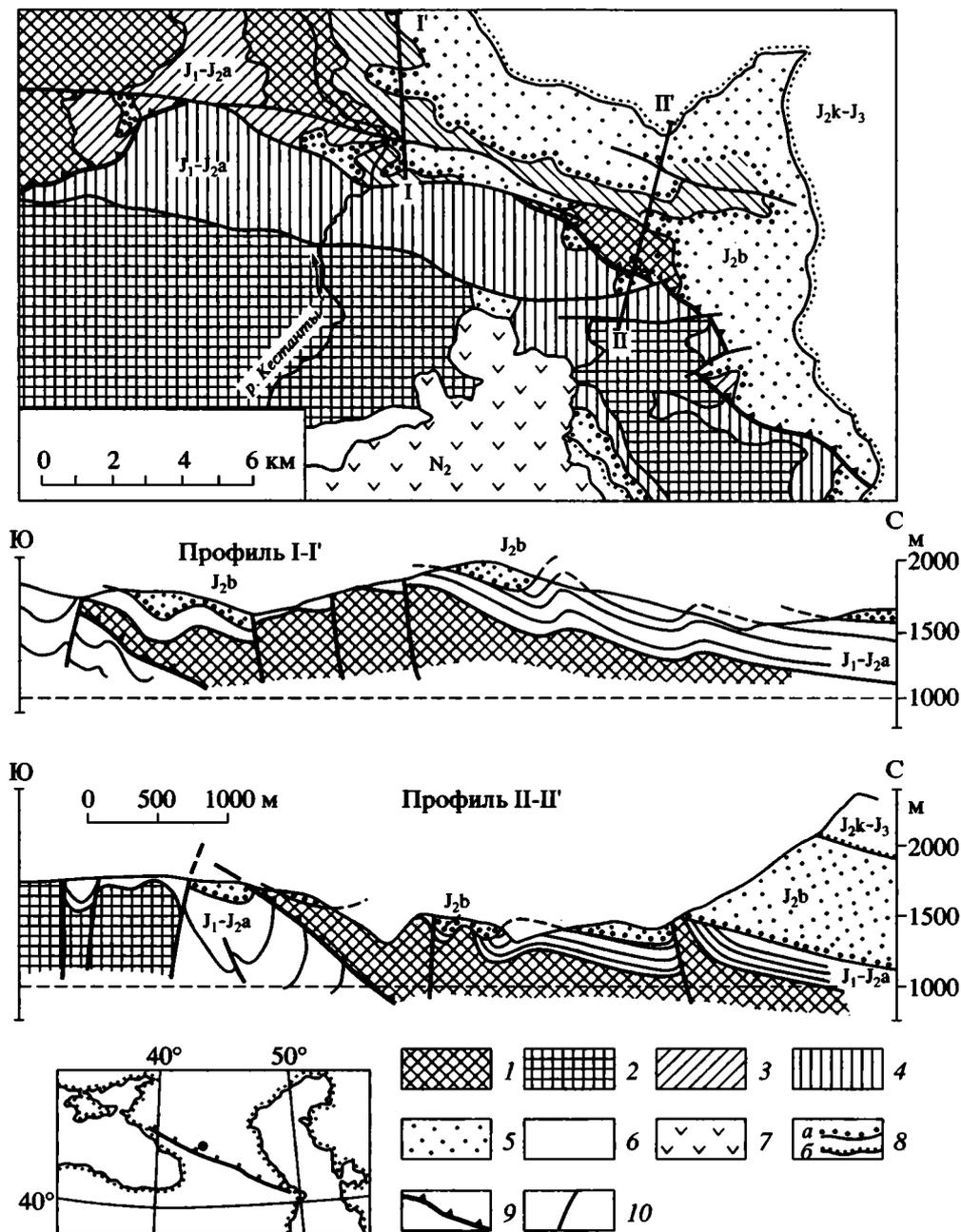
Этих деформаций, крайне неравномерное, контролировалось линейной, вытянутой вдоль края континента тектонической зональностью, а также размещением и ориентировкой рифтогенных

структур, сокращение которых компенсировалось складчатостью и надвигами.

Интересны данные о том, что на центральном отрезке Большого Кавказа, где горизонтальное



**Рис. 4.** Секущие дайки среднеюрских диабазов Большого Кавказа, фиксирующие складчатость в отложениях лейаса–аалена. I – профиль севернее Главного надвига в Псеашхинской тектонической зоне вдоль р. Кистинки [13], ларсская свита тоарского яруса. II – профиль южнее Главного надвига в Бзыбско-Казбекской тектонической зоне вдоль одного из притоков р. Джурмут [13], бежитинская, кекросская и тенросская свиты тоарского яруса. По Д.И. Панову, с использованием данных А.И. Гусева и И.Н. Семенухи. Размещение – на врезке, где линия обозначает Главный надвиг Большого Кавказа  
 1 – дайки диабазов; 2 – аргиллиты; 3 – алевролит-аргиллитовые пакки; 4 – горизонты песчаников; 5 – взбросы и надвиги.



**Рис. 5.** Соотношение предбайосских и более поздних деформаций на Большом Кавказе близ границы Лабино-Малкинской и Пшекиш-Тырныаузской тектонических зон [13] в междуречье Баксан-Чегем, по Д.И. Панову. Размещение – на врезке, где линия обозначает Главный надвиг Большого Кавказа

1, 2 – доюрский фундамент: 1 – в Лабино-Малкинской и 2 – в Пшекиш-Тырныаузской зонах; 3, 4 – только на карте: лейас-аален в Лабино-Малкинской (3) и в Пшекиш-Тырныаузской (4) зонах; 5 – байос; 6 – келловей и верхняя юра; 7 – вулканы плиоцена; 8 – несогласное наложение байоса (а) и келловей (б); 9 – взбросы и надвиги; 10 – прочие разрывы.

На профилях отложения лейаса–аалена подразделены на плинсбах, нижний тоар, средний тоар и аален.

сокращение рифтогенного бассейна в предбайосскую фазу было наибольшим, а смятые в складки толщи лейас–ааленских отложений были перекрыты надвигом кристаллических пород фундамента, последние испытали прогрев с соответ-

ствующим омоложением К-Аг датировок. Такое омоложение произошло во фронтальной части тектонического покрова у Главного надвига – в “Перевальной тектонической подзоне” шириной до 10 км, где ранне- и среднепалеозойские метамор-

фиты макерской и буульгенской серий дали определения с максимумом в интервале 160–140 млн. лет. Эти заниженные датировки указывают время последнего прогресса метаморфитов по мере утолщения сиалической коры в результате складчатости и надвига при сжатии и замыкании рифтогенного бассейна в средней юре [1, 18].

На время преобразования пассивной Крымско-Кавказской континентальной окраины в зрелую активную окраину, наряду с общим поднятием и складчатостью, приходится пауза магматической активности, когда сам характер магматизма коренным образом изменился. Прекратился характерный для лейаса–аалена рифтогенный вулканизм. Его самые молодые проявления известны в осевом трого бассейна Большого Кавказа в верхах серии Гойтх, которые отнесены к зоне *Ludwigia murchisonae* верхнего аалена. Магматизм возобновился при заложении Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса уже как субдукционный, его проявления начались в середине раннего байоса с зоны *Stephanoceras humphriesianum* (местами, возможно, с конца зоны *Otoites sauzei*), а в Горном Крыму даже с позднего байоса.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Рассмотренные выше проявления геологической активности на Крымско-Кавказском обрамлении Тетиса, которые предшествовали формированию там субдукционного вулканоплутонического пояса, по-видимому, не только взаимосвязаны хронологически, но и выражают единый процесс преобразования континентальной окраины.

Судя по сопутствовавшим складчато-разрывным деформациям, по их характеру и ориентировке, поднятие континентальной окраины в конце аалена–начале байоса было обусловлено сжатием, поперечным к ее простиранию. Объем соответствующего стратиграфического перерыва (охватывающего фаунистические зоны *Graphoceras consavum* и *Sonninia sowerbyi*) определяет, таким образом, время появления и снятия сжимающих напряжений: 178 и 175 млн. лет по шкале Ф. Градштейна и др. [32], 173 и 170 млн. лет по шкале Б. Хака и др. [34]. Такая продолжительность стратиграфического перерыва, около 3 млн. лет, наблюдающаяся под Понтийско-Закавказским окраинно-материковым вулканоплутоническим поясом, наиболее полно отражает длительность приложения сжимающих напряжений, поскольку дальше от границы с океаном объем перерыва варьирует и, в основном, сокращается (см. рис. 3).

Складчатые и взбросово-надвиговые деформации укладываются в тот же хронологический интервал, хотя более точных данных об их распределении в пределах этого времени нет. Можно

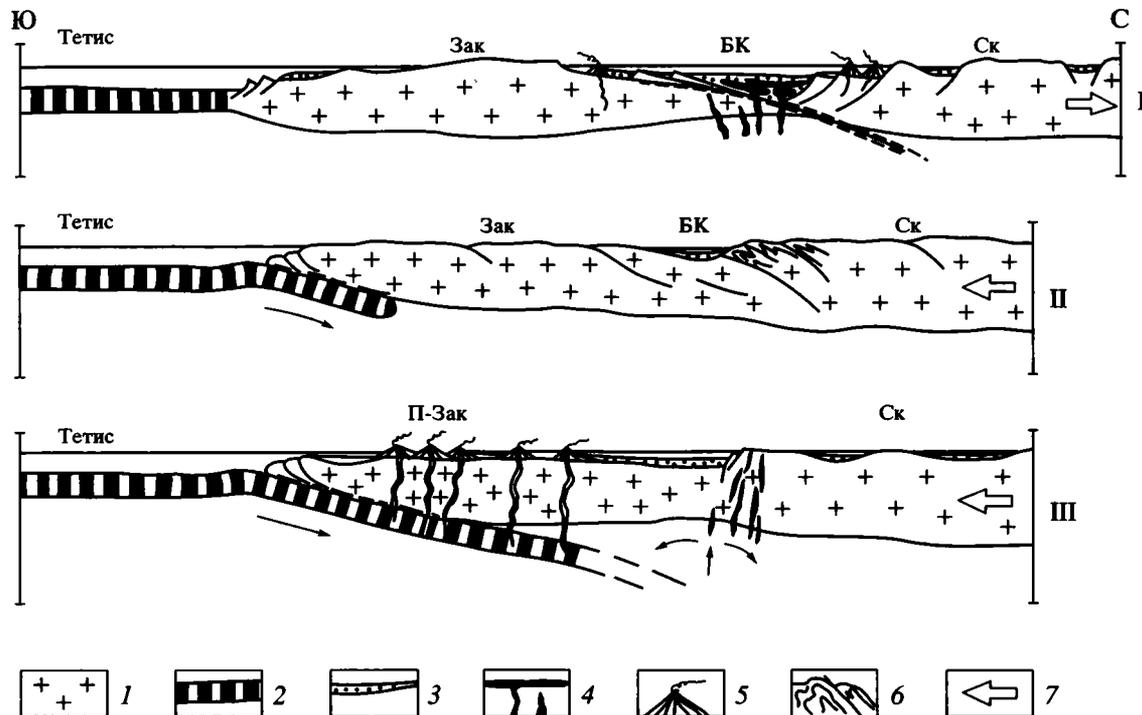
полагать, что деформации развивались в условиях общего сжатия всей пассивной окраины, хотя и концентрировались в ослабленных зонах, особенно в рифтогенных структурах. В систему этих структур вписывался и бассейн Большого Кавказа, занимавший центральное положение. В его осевой части, где континентальная кора была сильно утонена, складчатость и надвиги особенно интенсивны. Их южная вергентность согласуется с господствующей направленностью дислокаций на всей континентальной окраине, но могла быть предопределена и соответствующей асимметрией самого бассейна Большого Кавказа, если он раскрывался над коровым сбросом с северным падением.

Заслуживает внимания, что начало обсуждаемого интервала времени совпадает на Крымско-Кавказской окраине Тетиса с завершением рифтогенного вулканизма в позднем аалене (см. рис. 7). Это дополнительно подтверждает датировку того момента, когда континентальная окраина испытала сжатие, прервавшее рифтинг с его магматическими проявлениями. Конец обсуждаемого интервала времени, когда сжатие прекратилось, а континентальная окраина опустилась и была перекрыта морской трансгрессией, непосредственно предшествовал первым всплескам субдукционного магматизма в середине раннего байоса. К этому вопросу мы вернемся ниже.

Наконец, в том же ряду геологических событий находятся данные о прогреве палеозойских метаморфических пород фундамента Большого Кавказа, надвинутых по Главному надвигу на смятые в складки юрские толщи. Согласно К-Аг датировкам, прогрев произошел вслед за среднеюрскими складчато-надвиговыми деформациями и мог быть обусловлен утолщением сиалической коры при ее сжатии на месте рифтогенного бассейна.

С большой вероятностью можно полагать, что все в целом: прекращение рифтогенного магматизма, сжатие и подъем континентальной окраины со складчатостью, надвигами и с последующим локальным прогревом коры – было обусловлено началом субдукции. Мы рассматриваем все это как проявления амагматической начальной фазы субдукции, определяющие ее продолжительность и фиксирующие момент заложения конвергентной границы (рис. 6). Соответствующий интервал в 3 млн лет укладывается по своей длительности в рамки расчетного времени перемещения переднего края субдуцировавшей плиты до глубин, где инициируется магнообразование (2–8 млн. лет, см. выше).

С какими тектоническими событиями можно увязать столь резкую перестройку режима северной континентальной окраины Тетиса в средней юре? Для более поздней истории этого океана, начиная с поздней юры, заложение новых зон субдукции удается коррелировать сначала с отно-



**Рис. 6.** Схема эволюции Крымско-Кавказской окраины Тетиса: I – пассивная континентальная окраина перед началом субдукции (ранняя юра–аален); II – амагматическая начальная фаза субдукции (конец аалена–начало байоса, 178–175 млн. лет); III – активная континентальная окраина после установления режима субдукции (байос–бат).

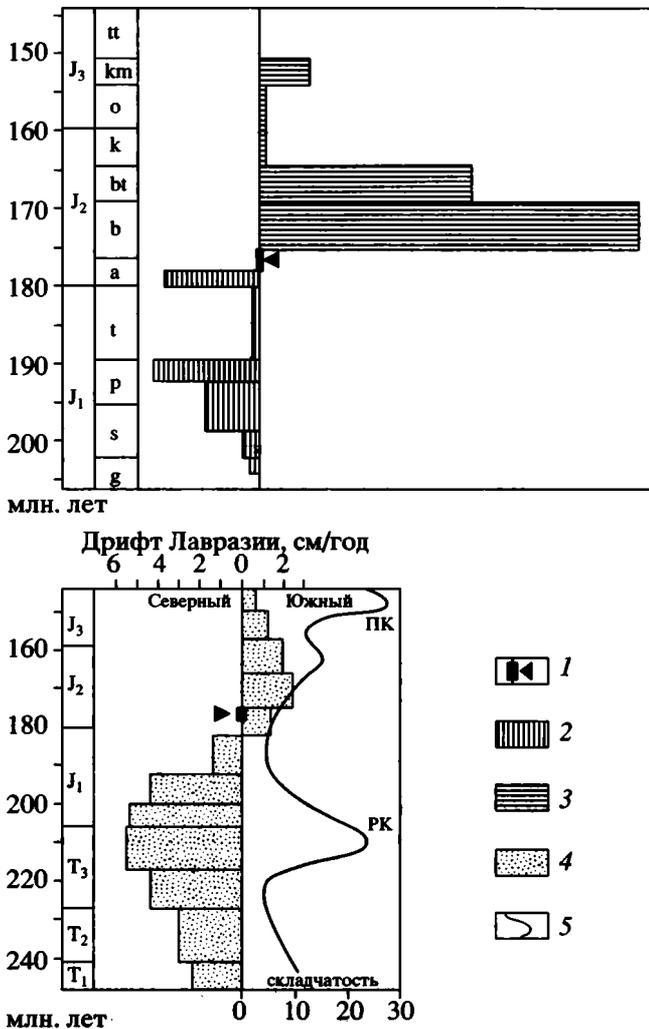
1 – континентальная кора Лавразии; 2 – океаническая кора Тетиса; 3 – осадочные бассейны континентальной окраины; 4 – базальтовый магматизм; 5 – сложные вулканические серии; 6 – складчатость и разрывы; 7 – направление континентального дрефта. Зак – Закавказский массив; БК – область Большого Кавказа; Ск – Скифская платформа; П-Зак – Понтийско-Закавказский вулканический пояс.

сительными сдвиговыми перемещениями обрамлявших океанический бассейн континентов, затем с неравномерностью их встречного разворота, сокращавшего ширину Тетиса [27, 31, 45]. Для средней юры такие события неизвестны, напротив, согласно палеоширотным определениям, ширина океана, по-видимому оставалась почти постоянной. Вместе с тем, эти определения свидетельствуют о резкой смене направления континентального дрефта, которая произошла именно в средней юре: северный дрефт сменился южным [33] (рис. 7). Начавшееся надвигание северного континентального обрамления Тетиса на океаническую литосферу могло обусловить заложение зон субдукции, превращение пассивной континентальной окраины в активную. Поскольку ширина океана в это время существенно не менялась, субдукция должна была компенсироваться спредингом в южной части бассейна.

В свою очередь, заложение зоны субдукции, сопровождавшееся сжатием континентальной окраины, способно объяснить приуроченную к ней складчатость конца аалена–начала байоса, давно уже установленную на Кавказе и в Крыму. Эта складчатость, обычно называемая “предбайосской”, не вписывается ни в одну из канонических,

глобальных фаз, попадая в интервал между древнекиммерийским и новокиммерийским тектогенезом (см. рис. 7). Она представляет собой региональное явление, так что грузинские геологи предложили для нее специальное, местное название “дзирульская фаза складчатости”, по Дзирульскому горному массиву в Закавказье [22]. Обусловленная началом субдукции, эта фаза вписывается как один из эпизодов в проявления “киммерийской складчатости” на северном обрамлении океана Тетис, где они были тесно связаны с его последовательной аккрецией. Знаменательно, что, выделяя эту складчатость в начале XX века, Г. Штилле назвал ее по Киммерийским горам (горам Крыма и Добруджи), хотя, как выяснилось впоследствии, она особенно важна для Тихоокеанского пояса.

Подобным же образом осушение и размыв Крымско-Кавказской континентальной окраины в конце аалена – начале байоса не вписываются в эвстатическую кривую. В рамках соответствующего секвентно-стратиграфического цикла средней юры они произошли при самом высоком уровне мирового океана [34] и, следовательно, выражают собственное поднятие континентальной окраины. Это поднятие, сопряженное, как



**Рис. 7.** Корреляция начальной фазы субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса с проявлениями магматизма и ходом тектогенеза. Наверху – пауза магматической активности после завершения рифтогенного магматизма и до начала субдукционного. Внизу – смена северного дрефта Лавразии южным (для точки 60° с.ш., 10° в.д., согласно [33]), а также глобальные изменения интенсивности складчатости [21]. РК и ПК – раннекиммерийская и позднекиммерийская эпохи складчатости. В скорости дрефта не внесена поправка, вытекающая из отличий применяемой нами геохронологической шкалы [32] от шкалы, использованной в публикации [33].

1 – время начальной амагматической фазы субдукции; 2, 3 – рифтогенный (2) и субдукционный (3) магматизм на Кавказской окраине, по [5] с изменениями; 4 – скорости дрефта; 5 – суммарная интенсивность складчатости, в условных единицах.

мы полагаем, с началом субдукции, было столь интенсивным, что проявилось вполне отчетливо даже на фоне эвстатического максимума.

Деформациям сжатия при заложении новых зон субдукции посвящен один из разделов недавней публикации П. Циглера с соавторами [45]. Они взяли за образец современную пассивную

окраину континента южнее Ньюфаундленда, граничащую со зрелой (мощной и тяжелой) океанической литосферой, прогнувшейся под многокилометровой толщей осадков [30]. В случае заложения там зоны субдукции пододвигание такой литосферы будет сопровождаться ее гравитационным погружением в астеносферу и соответствующим откатом глубоководного желоба от конвергентной границы подобно тому, как это происходит в современном Марианском желобе. Поэтому авторы публикации полагают, что в ходе преобразования пассивных континентальных окраин в активные горизонтальное сжатие должно лишь непосредственно предшествовать субдукции и прекращаться с ее началом.

Рассмотренные нами данные об условиях заложения и развития юрской зоны субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса дают представление о другом течении событий. Горизонтальное сжатие сопровождало субдукцию на всем протяжении ее амагматической начальной фазы длительностью около 3 млн. лет. Таков объем стратиграфического перерыва на поднятии континентальной окраины Тетиса, которое образовалось и поддерживалось при воздействии сжимающих напряжений, оставивших также складчатые и разрывные деформации. Сначала была приподнята ближайшая к океану часть континентальной окраины, затем поднятия распространились на всю ее ширину. Первое проявление сжимающих напряжений на континентальной окраине было зафиксировано также прекращением рифтогенного магматизма.

Устойчивое горизонтальное сжатие в течение всей начальной фазы субдукции, направленное вкостростирианию Крымско-Кавказской континентальной окраины Тетиса, свидетельствует о высоких силах сцепления на сформировавшейся в то время конвергентной границе. Одна из вероятных причин – молодость и соответствующая плавучесть начинавшей субдуцировать океанической литосферы, возраст которой в средней юре вероятно не превышал 50 млн. лет (если судить по поздне триасовым и раннеюрским датировкам офиолитов) или был несколько большим. При заложении зоны субдукции такая литосфера, упирающаяся в край встречной плиты, могла отжиматься вниз и пододвигаться только при большом горизонтальном сжатии. Мы полагаем, что оно поддерживалось до тех пор, пока фронт океанической плиты, уходя на глубину, все еще взаимодействовал с литосферой. Определенная по геологическим данным длительность начальной фазы субдукции соизмерима в таком случае с расчетной, полученной исходя из мощности континентальной литосферы и средней скорости субдукции.

Только когда фронт субдуцировавшей плиты вошел в относительно вязкое вещество астеносферы

ры, сжимающие напряжения снизились, Крымско-Кавказская континентальная окраина опустилась ниже уровня моря, а деформации сжатия прекратились. Приблизительно в то же время субдукция достигла глубин, где она инициирует магмообразование. Амагматическая начальная фаза завершилась, и субдукция вступила в зрелую фазу своего развития.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С., Грачева Т.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Видяпин Ю.П. U-Pb-возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Изв. РАН. Сер. геол. 1991. № 9. С. 23–35.
2. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
3. Закариадзе Г.С., Магакян Р.Г., Цамерян О.П., Соболев А.В., Колесов Г.М. Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 150–167.
4. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые – нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
5. Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гуцин А.И., Зарщиков А.А., Панина Л.В., Романовская М.А. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
6. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
7. Ломизе М.Г. Тектоническая эрозия в лимнарных и островодужных системах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1988. № 2. С. 3–17.
8. Ломизе М.Г. Юрский бассейн Большого Кавказа: проявление асимметричного рифтинга? // Ломоносовские чтения: Тез. докладов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 34–35.
9. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа // Юра Кавказа. С.-Пб.: Наука, 1992. С. 158–165.
10. Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) // 27-й Международный геологический конгресс. Коллоквиум 03. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 72–83.
11. Менгел К., Ведеполь К.Х., Гурбанов А.Г., Борсук А.М. Среднеюрский вулканизм зоны южного склона Большого Кавказа: характеристика процессов магматизма и гидротермальных изменений // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 80–107.
12. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.Ф., Ершов А.В., Клутинг С., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
13. Панов Д.И. Структурно-фаціальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 1. С. 13–24.
14. Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 43–49.
15. Панов Д.И., Гуцин А.И., Смирнова С.Б., Стафеев А.Н. Новые данные о геологическом строении триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 3. С. 19–29.
16. Панов Д.И., Стафеев А.Н. Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 19–27.
17. Сенин Б.В. Особенности геологического строения Западно-Арктического шельфа Евразии: Автореф. дис. в форме докл. ... докт-ра. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1993. 82 с.
18. Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.
19. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. № 4. С. 119–133.
20. Топчишвили М.В. Стратиграфия и фауна нижнеюрских отложений Дзиркульского массива. Тбилиси: Мецниереба, 1969. 115 с.
21. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
22. Цагарели А.Л. Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе // Тектоника. Геология альпид “тетисного” происхождения. М.: Наука, 1980. С. 187–192.
23. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Конюкова Н.Н. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. № 8. С. 1140–1157.
24. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеостроенная дуга севера Черного моря. Киев: Чернобыльинтеринформ, 1997. 287 с.
25. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1997. № 1. С. 59–70.
26. Adamia S., Bergougnan H., Fourquin C., Haghypour A., Lordkipanidze M., Ozgul N., Ricou L.E., Zakariadze G. The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses // Mem. Bur. rech. geol. et mines. 1980. № 115. P. 122–136.
27. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps / Eds. Dercourt J., Ricou L.-E., Vrielynck B. Paris, 1993. 307 p.
28. Bassoullet J.-P., Bergougnan H., Enay R. Repartition des faunas et facies liasiques dans l'Est de la Turquie, region du Haut-Euphrate // C. r. Acad. sc. Paris. 1975. Vol. 280. № 5. P. 583–586.
29. Enay R. Faunas anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogeographiques nord et sud Tethysiens // Bull. Soc. Geol. France. 1976. Vol. 18. № 2. P. 533–541.

30. *Erickson S.G., Arkani-Hamed J.* Subduction initiation at passive margins: the Scotian Basin, Eastern Canada as a potential example // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. № 3. P. 678–687.
31. Evolution of the Tethys / Eds. Aubouin J., Le Pichon X., Monin A.S. // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 123. № 1–4. P. 1–315.
32. *Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., van Veen P., Thierry J., Huang Z.* A Mesozoic time scale // *Journ. Geophys. Research*. 1994. Vol. 99. № B12. P. 24051–24074.
33. *Gurnis M., Torsvik T.H.* Rapid drift of large continents during the late Precambrian and Paleozoic: Paleomagnetic constraints and dynamic models // *Geology*. 1994. Vol. 22. № 11. P. 1021–1026.
34. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. № 4793. P. 1156–1167.
35. *Lomize M.G.* The final evolution and extinction of Tethyan active margin (from the Srednogorie to the Minor Caucasus) // *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XVI Congr.: Abstracts*. Vienna, 1998. P. 343.
36. *Okay A.J., Sahinturk O.* Geology of the Eastern Pontides // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*. 1997. P. 291–311.
37. *Robinson A.G., Banks C.J., Rutherford M.M., Hirst J.P.P.* Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey // *Journ. Geol. Soc. London*. 1995. Vol. 152. № 5. P. 861–872.
38. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1997. P. 486–640.
39. *Sengor A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. № 3–4. P. 181–241.
40. *Ustaomer T., Robertson A.* Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: the Palaeotethian Kure Complex, Central Pontides, northern Turkey // *Journ. Geol. Soc. London*. 1994. Vol. 151. № 2. P. 291–305.
41. *Ustaomer T., Robertson A.* Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*. 1997. P. 255–290.
42. *Yilmaz O., Boztug D.* Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys // *Geology*. 1986. Vol. 14. № 2. P. 179–183.
43. *Yilmaz Y., Tuysuz O., Yigitbas E., Con Genc S., Sengor A.M.C.* Geology and tectonic evolution of the Pontides // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*. 1997. P. 183–226.
44. *Zakariadze G.S., Bogdanovski O.G., Jagoutz E., Karpenko S.F., Solov'eva N.V.* REE and Nd and Sr isotope geochemistry of the Upper Triassic – Lower Jurassic tholeiitic ophiolitic complex of the Lesser Caucasus // *Terranes of Serbia*. Belgrade, 1996. P. 129.
45. *Ziegler P.A., van Wees J.-D., Cloetingh S.* Mechanical control on collision-related compressional intraplate deformation // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 300. № 1–4. P. 103–129.

Рецензенты: А.Л. Книппер, В.Е. Хаин

## Amagmatic Initial Stage of Subduction at the Crimea-Caucasus Margin of the Tethys

M. G. Lomize and D. I. Panov

*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, GSP, 119899*

**Abstract**—The results of the studies of the Crimea-Caucasus rim of the Mesozoic Tethys Ocean allowed us to trace the succession of the geological events that took place in the course of the transformation of the passive continental margin into an active one. The initial amagmatic stage of subduction preceding the formation of an Andean-type volcano-plutonic belt is clearly distinguished. It corresponds to the initial functioning of the subduction zone to the moment when the downgoing oceanic plate starts to initiate magma formation. In a passive-margin setting (Lias–Aalenian), the continental lithosphere underwent extension, manifested in its sagging below the sea level and in the inception of rift basins. The initial stage of subduction was marked by a general compression and uplifting of the continental margin accompanied by extinction of the rift structures and rift-related magmatism, as well as fold-and-thrust deformations with subsequent heating of the thickened crust (as obvious from K-Ar datings). The stratigraphic break marking the termination of the initial amagmatic stage of subduction encompasses the late Aalenian *Graphoceras concavum* and the early Bajocian *Sonninia sowerbyi* zones (178–175 Ma). The time span of 3 m.y. fits in with the calculated time of sinking of the front edge of the subducted plate to asthenospheric depths, after which the compressive stress abated, the continental margin sagged below the sea level, folding ceased, and the Pontine-Transcaucasus volcano-plutonic belt started to develop on the surface. The change-over of the tectonic regime correlates with the global southward reversal of the previously northward continental drift, which apparently facilitated the obduction of the E–W-trending Crimea-Caucasus margin onto the oceanic lithosphere of the Tethys and the inception of a subduction zone. This process controlled the local tectonic events confined to this margin: a rapid uplift was clearly manifested even against an eustatic maximum, as well as a special “Dzirula folding phase” at the boundary between the Aalenian and Bajocian, which does not fit in with any of the classical phases recognized in the interval between the Early and Late Kimmerian orogenic events.

## К 100-ЛЕТИЮ ЮРИЯ МИХАЙЛОВИЧА ШЕЙНМАННА

17 июня 2001 г. исполняется 100 лет Юрию Михайловичу Шейнманну – доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки РСФСР, выдающемуся ученому-геологу, тектонисту, постоянному автору и члену редколлегии журнала “Геотектоника”, человеку сложной и непростой судьбы. Юрия Михайловича отличала широта научных интересов и оригинальность мышления, стремление понять глубинные причины, приводящие к тектоническим преобразованиям лика земной поверхности.

Родился Юрий Михайлович в Киеве 17.06.1901 г., а затем (в 1907 г.) вместе с родителями он переехал в Баку, где отец служил в крупной нефтяной компании. С 1916 г. семья живет в Петрограде, а Юрий Михайлович поступает вначале на физико-математическое отделение Университета, но затем увлечение геологией (особенно палеонтологией) приводит его в 1921 г. в Горный институт. Одновременно с учебой он работает в Геологическом комитете. В 1923 г. Юрий Михайлович впервые выезжает в поле, а в 1925 г. появляется его первая научная статья – “*Trepotomata* из среднего девона Минусинского уезда”. С 1926 г. начинаются самостоятельные работы в Восточном Забайкалье, а в 1929 г. Шейнманна направляют в Иркутск, где он возглавляет управление геологической съемки Восточной Сибири. Юрий Михайлович много и продуктивно работает, открывает ряд месторождений, печатает обобщающие статьи, в которых на материале Восточной Азии излагает свои представления об общих закономерностях тектонического развития этого огромного региона. Публикует оригинальную работу по истории Синийского щита, в которой впервые в геологической литературе охарактеризовал закономерности тектонической эволюции Китайской платформы. Обосновывает новую концепцию эволюции земной коры, состоящую в том, что геосинклинальный процесс перерабатывает более древние платформы.

В 1932 г. Шейнманна переводят в Москву в Комитет по делам геологии. В этот период он ведет полевые исследования в Средней Азии, работает в Северном Китае. В 30-е годы ему без защиты присуждается ученая степень кандидата геол.-мин. наук, что являлось свидетельством высокой оценки его работ в области геологии. В 1936 г. Юрий Михайлович назначается Ученым секретарем Подготовительного комитета XVII сессии Международного геологического конгресса в

Москве, где он выполняет огромную организационную работу. В научном докладе на Конгрессе Ю.М. Шейнманн выдвинул идею о регенерации структурных планов, которая может происходить только в случае изменения конфигурации платформ и геосинклиналей. По сути, он доказывал асинхронность развития Европы и Азии, что нашло отражение в работах многих крупных ученых-геологов того времени. К сожалению, судьба уготовила Шейнманну возможность опубликовать эти идеи лишь через 20 лет, только в 1959 г., и, естественно, многие исследователи не могли знать этих его работ.

Драматические времена наступили для Юрия Михайловича в 1938 г., когда по стране прокатилась первая волна сталинских репрессий. Его арестовывают, приговаривают к 8 годам лагерей и отправляют на Норильский комбинат, где он вначале работает в забое, прикованный к тачке, а затем в качестве специалиста-геолога в поле на севере Сибирской платформы. Именно здесь, на севере, он впервые изучает и описывает Меймеча-Котуйскую петрографическую провинцию ультраосновных пород и новую породу – меймечит (аналог кимберлита по химическому составу), открывает месторождения угля, слюды, карбонатов. Обобщив геологические материалы по Северу, Юрий Михайлович реконструировал историю развития Сибирской платформы в палеозое и предложил схему ее тектонического районирования. В это же время он начал серьезно задумываться над проблемой связи магматических процессов с тектоникой, что позже послужило одним из главных направлений его научной деятельности. В 1946 г. в ГИНе он блестяще защищает докторскую диссертацию на тему “История развития Сибирской платформы”.

Только в 1946 г. (после первого освобождения) у него появляется возможность публиковать свои статьи в геологических журналах. Наиболее интересная из них – “Циклы складчатости востока и запада Евразии” “Изв. АН. Сер. геол. 1946. № 5. Эта работа вышла с опозданием на 9 лет. Принципиально новым и оригинальным в ней явилось то, что орогенные циклы Западной Европы и Тихоокеанского сегмента не совпадают по времени. Летом 1948 г. Юрий Михайлович работает в поле в Туве, а весной 1949 г. спокойная жизнь вновь прерывается, когда после провокационной статьи в “Правде” (крупнейших геологов страны обвинили в занижении запасов) Шейнманна вновь аре-

стовывают и в октябре 1950 г. приговаривают к 15 годам заключения. На этот раз Юрий Михайлович оказался на Колыме. Здесь он работает в поле (Чукотка, Верхоянье, Колыма и т.д.), переводит зарубежные монографии и статьи, которые удается достать, просматривает фондовые материалы, осмысливает накопленный им материал. Пишет большую работу, посвященную геологической истории Северо-Американских Кордильер (она была опубликована в нескольких номерах “Львовского геологического сборника” в 1956–1958 гг.). Здесь он продолжает обосновывать свою идею о преобразовании древних платформ за счет развития геосинклиналей, выделяет новый тип структур – области завершённой складчатости, подчеркивает большую роль байкальского (рифейского) этапа в развитии структур Евразии и Америки, отмечает значение мезозойд, протягивающихся по обе стороны Тихого океана. В Магадане написаны статьи “Заметки к классификации структур материков” (1955) и “Где искать кимберлиты в пределах СССР?” (сохранилась только в фондах СВГУ), и поныне сохранившие свое научное значение.

В 1954 г. Юрия Михайловича полностью реабилитируют, и он возвращается в Москву в “Аэрогеологию”, возглавляет редакционную группу, в 1956 г. переходит в ВИМС, а в 1960 г. – в ИФЗ АН СССР, где вплоть до самой кончины (4.04.1974) работает старшим научным сотрудником в Отделе геодинамики.

Это был последний и наиболее плодотворный этап творческой жизни Юрия Михайловича. В условиях академического института, работая рядом с крупнейшими геофизиками-теоретиками (геофизики и математики), магнитологами, сейсмологами, термиками и др., он мог получать любую консультацию, обсуждать интересующие его проблемы, связанные с большими глубинами, где, как полагал Юрий Михайлович, скрыты причины тектонических и магматических явлений. Богатый накопленный с годами геологический опыт позволил ему выстроить стройную систему соотношений магматизма, тектоники и геофизических полей для главных структур земного шара. В 1968 г. выходит его монография “Очерки глубинной геологии”, где Шейнманн изложил свои представления о связи тектоники с возникновением магм. Эта книга была переведена на английский и японский языки. Он выдвинул и разработал понятие *тектонофер* (тектоноген) – глубинная структура, уходящая глубоко в мантию и являющаяся главной зоной, по которой к поверхности поступает тепловая энергия в виде магматических расплавов.

Память о Ю.М. Шейнманне надолго сохранят его коллеги и ученики не только как о выдающемся ученом, оставившем большое наследие в виде статей и монографий, но и как о мужественном и прекрасном человеке.

Ю.С. Геншафт  
А.Я. Салтыковский

**БОГДАНОВ НИКИТА АЛЕКСЕЕВИЧ**  
(к 70-летию со дня рождения)



23 июня 2001 года исполняется 70 лет профессору, доктору геолого-минералогических наук, члену-корреспонденту РАН Никите Алексеевичу Богданову, выдающемуся ученому, посвятившему многие годы исследованию структур Тихоокеанского кольца и окраинных морей Мирового океана.

После окончания Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе Н.А. Богданов поступил на работу в Геологический институт АН СССР. Первыми объектами его исследований стали районы Дальнего Востока страны – Приамурье и южные предгорья Станового хребта. Позднее он продолжил свои работы на Северо-Востоке Азии, в хребте Черского и на Арктических островах. Результаты этих наблюдений легли в основу его кандидатской диссертации, посвященной палеозою Восточной Арктики, которую Н.А. Богданов защитил в 1962 г.

На следующем этапе своей научной деятельности Н.А. Богданов занялся изучением палеозоя

всего Тихоокеанского кольца. Исследования начались на Сахалине и были продолжены в Австралии и Новой Зеландии, островах Меланезии, Индокитае, Аляске, Кордильерах Северной и Южной Америки. Н.А. Богданов принимал участие в составлении тектонических карт Арктики, Евразии и Тихоокеанского региона. Еще в 1964 г. им была предложена идея (в тот период очень новаторская) о формировании определенного класса складчатых поясов на океанской коре. Была прослежена пространственная смена мелководных шельфовых прогибов глубокоководными по направлению от континентов к впадине Тихого океана. На основании этих работ Н.А. Богдановым была написана монография “Палеозой складчатого обрамления Тихого океана”, которая им была защищена как докторская диссертация в 1973 г.

В эти годы большое значение для решения вопросов глобальной геологии приобретает изучение дна Мирового океана. В связи с этим можно

сказать, что только благодаря инициативе, настойчивости и организаторскому таланту Н.А. Богданова было осуществлено участие Академии наук в Международной программе глубоководного бурения. В 1974 г. был организован Советский комитет по Международной программе глубоководного бурения в океанах “ДЖОИДЕС” (ныне – Рабочая группа “Глубоководное бурение”), бессменным председателем которых он является и сейчас. Благодаря деятельности этих организаций как лично Н.А. Богдановым, так и многими российскими учеными был собран и обобщен огромный фактический материал по геологии различных частей дна Мирового океана. При этом Н.А. Богдановым особое внимание уделялось проблемам эволюции окраинных и внутренних морей. Проведенные им морские исследования в Филиппинском, Тасмановом и Средиземном морях завершили монографическим описанием строения дна этих акваторий. Принимая участие в проекте глубоководного бурения в океанах Н.А. Богданов обращал особое внимание на разрез и эволюцию океанской коры. Одновременно он участвовал в организации и проведении международных исследований по проекту “Офиолиты”, которые продолжались более десяти лет и были исключительно продуктивными. Вывод об неизменности строения разреза океанской коры за последние 2 млрд. лет позволяет считать постоянными примитивные магматические процессы в эволюционном развитии нашей планеты.

Н.А. Богданову принадлежит идея составления серии тектонических карт м-ба 1 : 2500000 окраинных и внутренних морей, как важнейших потенциальных нефтегазоносных регионов России. Воплощением этой идеи явилось созданием под его руководством творческого коллектива, которым были составлены и изданы Тектонические карты Средиземного моря и Тектонические карты арктических морей России: Баренцева, Карского и Лаптевых и сопредельных территорий, а также Охотоморского региона, включая прилегающие к нему акватории Японского и Берингова морей. Эти карты сопровождаются объяснительными записками, содержащими монографическое описание тектоники этих регионов, основанных на самых современных результатах.

Разработана и предложена новая модель образования малых океанских впадин и развития присдвиговых рифтовых трогов на континентальном шельфе.

Н.А. Богданов является автором более 260 научных работ, в том числе 11 монографий. Его научная деятельность широко известна за рубежом, целый ряд его работ издан на многих языках в разных зарубежных изданиях. В течение ряда лет Н.А. Богданов входил в Исполком Международного проекта по глубоководному бурению в океанах, директорат Тихоокеанского совета по энергетическим и минеральным ресурсам, в Руководящий комитет Международного Геологического конгресса. При проведении 27 сессии Международного геологического конгресса в Москве в 1984 г. на него легла большая доля организационной работы. Он был Генеральным секретарем конгресса. За научные исследования океанической коры на 27 сессии МГК Президиум АН СССР присудил ему Международную геологическую премию им. Л.А. Спендиарова. Он избран членом ряда иностранных научных обществ – Геологического общества Австралии, Американского геофизического союза и Геологического общества Америки.

На протяжении более двадцати лет Н.А. Богданов проводит большую организационную работу в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН. С 1978 г. по 1986 г. он исполнял обязанности зам директора, а с 1989 года трижды избирался директором института, которым является в настоящее время. Более двадцати лет он руководит организованной им лабораторией тектоники дна океанов и морей. Им воспитана большая группа учеников. С 1993 г. Н.А. Богданов – профессор геологического факультета Московского Государственного университета; он читает курс по геологии и тектонике дна морей и океанов. Он также является членом ряда научных советов и редколлегий журналов как отечественных, так и международных.

Коллектив редколлегии журнала “Геотектоника” поздравляет Н.А. Богданова с юбилейной датой и желает ему здоровья и новых творческих успехов.

*Редколлегия журнала “Геотектоника”*

Сдано в набор 12.04.2001 г.

Подписано к печати 14.06.2001 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.2 тыс.

Уч.-изд. л. 14.0

Бум. л. 6.0

Тираж 338 экз.

Зак. 2311

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

## **Глубокоуважаемые читатели!**

Ученым, специалистам, преподавателям вузов, аспирантам и студентам великим подспорьем в труде всегда служили и будут служить научные статьи и книги. Помочь им, а также работникам библиотек правильно и оперативно ориентироваться в издательских проектах призван журнал “Научная книга”, с 1998 г. выпускаемый четыре раза в год издательством “Наука”.

**Журнал “Научная книга”:**

- это достоверный источник информации о сегодняшнем дне российской науки;
- это оперативные и надежные сведения “из первых рук” о публикациях отечественных ученых и специалистов;
- это верный компас в море общеакадемических, региональных и институтских издательских проектов.

**Журнал “Научная книга”:**

- это профессиональная трибуна издателей, полиграфистов, распространителей научной книги;
- это интересные, часто уникальные материалы из истории издательской деятельности как Российской академии наук, так и книгоиздания страны, а также по актуальным проблемам книговедения;
- это самые последние официальные материалы и нормативные документы, регламентирующие профессиональную деятельность российских издателей, полиграфистов, книгораспространителей.

**Журнал “Научная книга”:**

- это увлекательный рассказ о рождении и жизни научной книги на всех этапах ее развития: от “чернильницы” автора до полки книжного магазина, библиотеки и до рук ученого, специалиста, любителя научной книги;
- это самая свежая информация о состоявшихся в стране и за рубежом книжных и полиграфических выставках, ярмарках, о презентациях новых интересных изданий;
- это своеобразная “путеводная звезда” в мире научной литературы для ученых, специалистов и всех книголюбов.

Журнал можно выписать по Объединенному каталогу “Пресса России”, т. 1, индекс 26099. Возможно также оформление подписки непосредственно в издательстве “Наука”, тел. (095) 334-74-50.

Отдельные номера журнала можно приобрести в фирме “Наука-Инициатива”, тел. (095) 334-98-59, а также в редакции (117997, г. Москва, ул. Профсоюзная, д. 90, к. 327, тел./факс (095) 334-75-21).

## Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия  
 Автоматика и телемеханика\*  
 Акустический журнал\*  
 Астрономический вестник\*  
 Астрономический журнал\*  
 Биологические мембраны  
 Биология внутренних вод  
 Биология моря\*  
 Биоорганическая химия\*  
 Биофизика\*  
 Биохимия\*  
 Вестник РАН\*  
 Вестник древней истории  
 Водные ресурсы\*  
 Вопросы ихтиологии\*  
 Вопросы философии  
 Вопросы языкознания  
 Восток  
 Вулканология и сейсмология  
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)\*  
 Генетика\*  
 Геология рудных месторождений\*  
 Геомагнетизм и аэрономия\*  
 Геоморфология  
 Геотектоника\*  
 Геохимия\*  
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология  
 Государство и право  
 Дефектоскопия\*  
 Дифференциальные уравнения\*  
 Доклады Академии наук\*  
 Журнал аналитической химии\*  
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова  
 Журнал вычислительной математики и математической физики\*  
 Журнал научной и прикладной фотографии  
 Журнал неорганической химии\*  
 Журнал общей биологии  
 Журнал общей химии\*  
 Журнал органической химии\*  
 Журнал прикладной химии\*  
 Журнал технической физики\*  
 Журнал физической химии\*  
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии\*  
 Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Защита металлов\*  
 Земля и Вселенная  
 Зоологический журнал  
 Известия АН. Механика жидкости и газа  
 Известия АН. Механика твердого тела  
 Известия АН. Серия биологическая\*  
 Известия АН. Серия географическая  
 Известия АН. Серия литературы и языка  
 Известия АН. Серия физическая  
 Известия АН. Теория и системы управления\*  
 Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
 Известия АН. Энергетика  
 Исследование Земли из космоса  
 Кинетика и катализ\*  
 Коллоидный журнал\*  
 Координационная химия\*  
 Космические исследования\*  
 Кристаллография\*  
 Лесоведение  
 Литология и полезные ископаемые\*  
 Микробиология\*  
 Микроэлектроника\*  
 Мировая экономика и международные отношения  
 Молекулярная биология\*  
 Нейрохимия  
 Неорганические материалы\*  
 Нефтехимия\*  
 Новая и новейшая история  
 Общественные науки и современность  
 Океанология\*  
 Онтогенез\*  
 Оптика и спектроскопия\*  
 Отечественная история  
 Палеонтологический журнал\*  
 Петрология\*  
 Письма в Астрономический журнал\*  
 Письма в Журнал технической физики\*  
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования  
 Почвоведение\*  
 Приборы и техника эксперимента\*  
 Прикладная биохимия и микробиология\*  
 Прикладная математика и механика  
 Проблемы машиностроения и надежности машин  
 Проблемы передачи информации\*  
 Программирование\*  
 Психологический журнал  
 Радиационная биология и радиоэкология  
 Радиотехника и электроника\*  
 Радиохимия\*  
 Расплавы  
 Российская археология  
 Русская речь  
 Сенсорные системы  
 Славяноведение  
 Социологические исследования  
 Стратиграфия. Геологическая корреляция\*  
 Теоретические основы химической технологии\*  
 Теплофизика высоких температур\*  
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова\*  
 Успехи современной биологии  
 Успехи физиологических наук  
 Физика Земли\*  
 Физика и техника полупроводников\*  
 Физика и химия стекла\*  
 Физика металлов и металловедение\*  
 Физика плазмы\*  
 Физика твердого тела\*  
 Физиология растений\*  
 Физиология человека\*  
 Химическая физика  
 Химия высоких энергий\*  
 Химия твердого топлива  
 Экология\*  
 Экономика и математические методы  
 Электрохимия\*  
 Энергия, экономика, техника, экология  
 Этнографическое обозрение  
 Энтомологическое обозрение\*  
 Ядерная физика\*