

Куренков

Номер 5

ISSN 0016-853X

Сентябрь - Октябрь 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 1998 Сентябрь–Октябрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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

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

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1998 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 1998

Крупнейшая структурная асимметрия Земли <i>А. А. Моссаковский, Ю. М. Пуцаровский, С. В. Руженцев</i>	3
Экструзия пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе <i>А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин</i>	19
Тектоническая эволюция архейских эндербитовых куполов Алданского щита <i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев, В. И. Пузанов</i>	32
Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области <i>Е. Ю. Рьцк, Л. А. Неймарк, Ю. В. Амелин</i>	46
Новая интерпретация коллизионных деформаций в герцинидах Южного Тянь-Шаня <i>С. Е. Зубцов</i>	61
Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью <i>Л. Б. Мейснер, Д. А. Туголесов</i>	76
Современная структура акватории Азовского моря <i>С. В. Попович</i>	86

Contents

No. 5, 1998

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia).
Geotectonics ISSN 0016-8521.

The Earth's Major Structural Asymmetry <i>A. A. Mossakovsky, Yu. M. Pushcharovsky, and S. V. Ruzhenstev</i>	3
Exhumation of Upper Mantle and Lower Crustal Rocks through Rifting <i>A. L. Knipper and A. Ya. Sharaskin</i>	19
Tectonic Evolution of Archean Enderbite Domes of the Aldan Shield <i>M. Z. Glukhovsky, V. M. Moralev, and V. I. Puzanov</i>	32
Paleozoic Granitoids in the Northern Part of the Baikalian Orogenic Area: Age and Past Geodynamic Settings <i>E. Yu. Ryt'sk, L. A. Neimark, and Yu. V. Amelin</i>	46
Collisional Deformations in the Southern Tien Shan Hercynides: a New Interpretation <i>S. E. Zubtsov</i>	61
Tuapse Trough: A Basin with Autonomous Folding <i>L. B. Meisner and D. A. Tugolesov</i>	76
Recent Structure beneath the Sea of Azov <i>S. V. Popovich</i>	86

Сдано в набор 16.06.98 г.

Подписано к печати 12.08.98 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 5.3 тыс.

Уч.-изд. л. 12.7

Бум. л. 7.0

Тираж 371 экз.

Зак. 4229

УДК 551.24

КРУПНЕЙШАЯ СТРУКТУРНАЯ АСИММЕТРИЯ ЗЕМЛИ

© 1998 г. А. А. Моссаковский, Ю. М. Пуцаровский, С. В. Руженцев

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

Поступила в редакцию 17.03.98 г.

*“Задачи, встающие перед науками о Земле
в деле изучения окраин Тихого океана,
поистине безграничны”.*А.Н. Заварицкий,
1952 г.

Предложена новая геодинамическая модель сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Выделен латеральный ряд тектонических зон (с востока на запад: Алеутско-Меланезийская, Филиппино-Тонганская, Индонезийско-Тасманская), имеющих микроплитное строение и сложную геодинамику, которая определяется взаимодействием тихоокеанских и индо-атлантических мантийных масс. Показана экспансия последних в пределы Тихоокеанского сегмента. Резкий структурный рубеж, соответствующий гирлянде внешних островных дуг, определился на более раннем периоде развития Земли. Анализ имеющегося материала приводит к выводу: микроплитные системы в течение всего фанерозоя концентрировались в пределах широкого, сложно построенного пояса, охватывающего в современной структуре территорию Восточной Азии. Его пространственное положение во времени менялось. Однако он постоянно существовал как граница раздела между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема асимметрии Земли, распадающейся на два сегмента: Тихоокеанский океанический и Индо-Атлантический, в котором сконцентрированы все континенты¹, разделенные новообразованными океанами, является одной из важнейших глобальных проблем современной геотектоники. Эта проблема не нова, она впервые была поставлена в трудах наших великих предшественников – В.И. Вернадского и Н.С. Шатского много десятилетий назад, но сейчас она особенно остро встала в связи с новыми достижениями в различных областях геологической науки, особенно в результате изучения глубинного строения Земли методами сейсмической томографии и изотопно-геохимическими, с одной стороны, и выявления основных закономерностей тектонического развития и геодинамической эволюции континентов и океанов на протяжении фанерозойской истории Земли, с другой. Одновременно сравнительно-планетологическими исследованиями было установлено, что глобальная асимметрия структуры, помимо Земли и Луны, свойственна также Марсу, Меркурию и Венере и, таким образом, является характерной чертой планет земной группы.

Концепция тектоники литосферных плит, бурно развивавшаяся в последние несколько десятилетий, не в состоянии ответить на вопрос о причи-

нах существующей асимметрии Земли. И это не случайно, поскольку объектом ее приложения является относительно тонкий в масштабах планеты литосферный слой, тогда как причины асимметрии Земли, как современной, так и в геологическом прошлом, следует искать в существовании глобальных неоднородностей в ее мантийных оболочках. Сейсмическая томография подтверждает наличие подобных неоднородностей.

**СОВРЕМЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ
СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ
В ТЕКТОНОСФЕРЕ**

Представления о глобальной асимметрии Земли изначально возникли в результате анализа ее современной структуры и прежде всего особенностей распределения на ее поверхности континентов и океанов с разными типами (сиалическим, симатическим) земной коры, пространственных закономерностей проявлений сейсмичности и активного вулканизма, а также на основе асинхронности тектонических событий (эпох складчатости) в Циркумтихоокеанском тектоническом поясе по сравнению с остальной частью тектоносферы Земли, постепенно наполняясь все новыми аргументами и фактами из самых разных областей геологических знаний. Тем не менее главный критерий для разделения тектоносферы Земли на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты – сугубо океанический характер первого и

¹ Исключая окраинно-материковые аккреционные системы Тихоокеанского пояса.

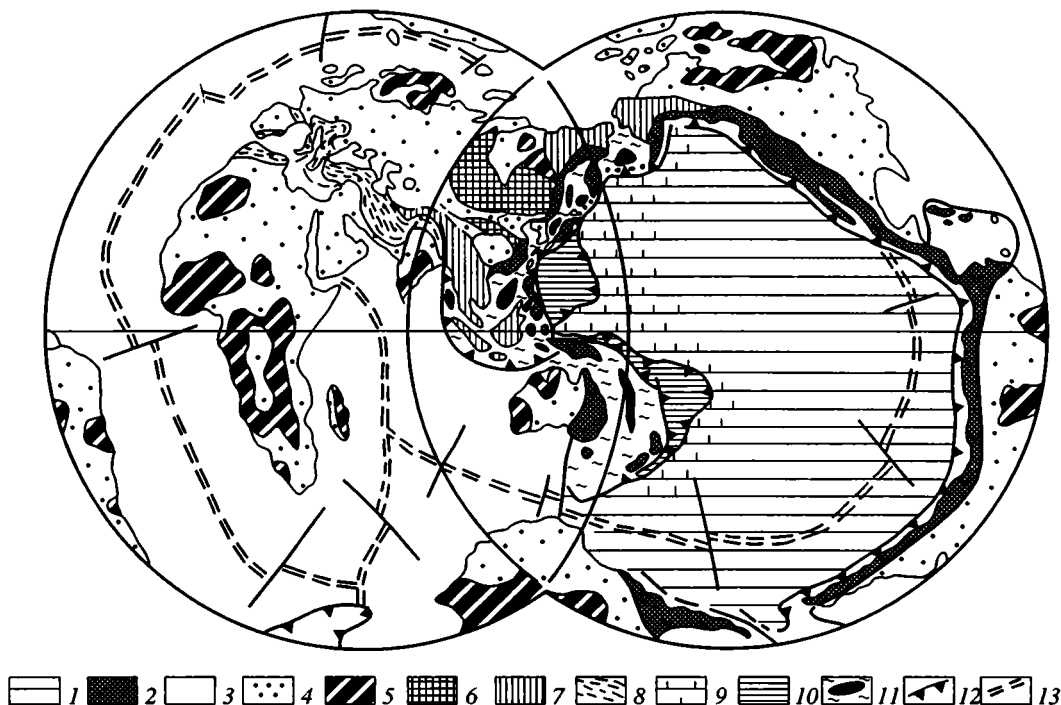


Рис. 1. Схема соотношения тектонических сегментов в современной структуре Земли.

Тихоокеанский сегмент: 1 – ложе Тихого океана, 2 – палеозойские и мезозойские аккреционные системы Тихоокеанского пояса; **Индо-Атлантический сегмент:** 3 – океанические бассейны, 4 – континенты, 5 – выступы архейско-протерозойских комплексов, 6 – палеозойские и 7 – мезозойские мозаичные аккреционные сооружения, 8 – Альпийско-Гималайский пояс; **микроплитные системы:** 9 – Алеутско-Меланезийская, 10 – Филиппинско-Тонганская, 11 – Индонезийско-Тасманская, черной заливкой показаны котловины с океаническим типом коры; 12 – сейсмофокальные зоны: крутопадающие с глубоководными желобами (зоны субдукции), либо пологие с поддвигом океанической коры под континентальную; 13 – Мировая рифтовая система.

локализация всех континентальных масс, как докембрийских, так и фанерозойских, с их сложной историей формирования в процессе образования и распада ряда огромных суперконтинентов-Пангей, во втором, остается важнейшим в проблеме асимметрии Земли. В связи с этим особенно большое значение приобретает сравнительно-тектонический и геодинамический анализ земной коры современных океанов и прежде всего Тихого океана как главного структурного элемента Тихоокеанского сегмента и новообразованных в Индо-Атлантическом сегменте в процессе распада последней позднепалеозойской Пангеи Атлантического и Индийского океанов. За прошедшие десятилетия большой прогресс был достигнут в изучении земной коры и мантии океанов геофизическими и геологическими методами, которые позволяют на более высоком научном уровне, чем раньше, провести такое сравнение, показавшее ряд принципиальных различий между ними.

Тихий океан, занимая огромную площадь, не несет признаков изначальной рифтинговой структуры. Важнейшей его особенностью является то, что со всех сторон он ограничен протяженными более или менее крутопадающими сейсмофокальными зонами, обычно трактуемыми в качестве зон суб-

дукции океанической коры, или, как на западе Северной Америки, пологими сейсмоактивными срывами или поддвигами, по которым океаническая кора, включая и северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, поддвигается под континентальную кору. Подобные структурно несогласные ограничения ложа Тихого океана резко контрастируют с пассивными, лишенными сколько-нибудь значительной сейсмичности континентальными окраинами Атлантического и Индийского океанов (рис. 1). Современная структура Тихого океана многолика, но в целом в строении его дна выделяются [14, 16] четыре крупнейшие тектонические провинции, вытянутые в субмеридиональном направлении. **Западная**, характеризующаяся многочисленными и разнотипными тектоно-вулканическими грядами и внутриокеаническими поднятиями, между которыми располагаются абиссальные котловины с разным возрастом океанической коры и мозаичным сочетанием простираний магнитных аномалий, в основном позднеюрско-раннемелового возраста. Важно подчеркнуть, что омоложение этих аномалий происходит не только в сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия, но и в прямо противоположном направлении – около глубоководных желобов западной

периферии Тихого океана, например, в Северо-Западной абиссальной котловине [6 и др.] или в Западно- и Восточно-Карлоинских котловинах [43 и др.]. Северо-восточная, где распространены самые крупные на Земле разломные зоны. Срединговое Восточно-Тихоокеанское поднятие с ярко выраженными линейными простираниями полосовых магнитных аномалий кайнозойско-поздне мелового возраста, рассеченное частой сеткой трансформных разломов и отличающееся наиболее высокими скоростями спрединга в Мировой рифтовой системе, частью которой оно является. Наконец, лежащая между ним и Южной Америкой восточная провинция, где развиты относительно небольшие поперечные спрединговые хребты. Все это указывает на резкую асимметрию и гетерогенность в строении дна Тихого океана.

Структурный план Атлантики совершенно иной. Срединно-Атлантический хребет, проходя в средней части океана, придает общую симметрию строению дна. В то же время по простиранию хребта по морфоструктурным особенностям обособляются три провинции, разделенные крупными разломами: южная, ограниченная на севере разломной зоной Романш; центральная, расположенная между разломными зонами Романш и Чарли Гиббс; северная, простираться между этой последней и Шпицбергенской разломной зоной [13, 14]. Южная провинция, возникшая в результате раскола Гондваны, имеет наиболее простое строение дна. Центральная провинция, образование которой связано с расхождением Северной Америки и Африки, отличается большей тектонической расчлененностью. Северная провинция характеризуется широким распространением фрагментов континентальных структур и пестротой тектонического плана. Провинции отличаются и по времени раскрытия океана: центральная – 170 млн. лет назад, южная – 150, северная – 65. Соответственно, морфоструктурная зональность в Атлантике, по сравнению с тихоокеанской, имеет не только меньший порядок, но и характеризуется противоположной пространственной ориентировкой.

Тектонический план Индийского океана отличается рассогласованностью, что составляет главную специфическую особенность этого океана. Дисгармоничный характер тектоническому плану придает, во-первых, трехлучевое строение системы спрединговых хребтов, сочленяющихся в западной части океана, во-вторых, весьма специфическое строение областей, лежащих за пределами спрединговых хребтов. Среди них выделяются четыре основные провинции [14]: Мадагаскарско-Сейшельская, отличающаяся широким развитием фрагментов континентальных структур; Центральная, ограниченная на востоке уникальным Восточно-Индийским поднятием; Австралийская – наиболее глубоководная часть океана, примыкающая к Яванскому желобу, характеризующаяся древним позднеюрско-раннемеловым возрастом

полосовых магнитных аномалий и являющаяся, возможно, реликтом океанической коры Тетиса; в ней также распространены континентальные останцы; Кергеленская – структурно наименее расчлененная провинция океана. Деструктивный характер процесса образования этого океана в результате распада позднепалеозойской Пангеи очевиден. Вместе с тем, при образовании Индийского океана в наиболее полном виде проявились геодинамическая разноплановость и нелинейность деструктивного океаногенеза, свойственного именно Индо-Атлантическому сегменту, доминирующей, но не единственной тенденцией которого на протяжении большей части фанерозоя было перемещение континентальных фрагментов из южного полушария в северное.

В последние годы появились новые, в высшей степени важные изотопно-геохимические и сейсмомографические данные, свидетельствующие о существовании крупнейших неоднородностей мантии Земли, согласующиеся с тектоническим обособлением Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов в тектоносфере.

Так, сопоставление данных по изотопным отношениям Sr, Nd, Pb базальтов (MORB) спрединговых хребтов трех крупнейших океанов Земли показывает [2, 5], что толеиты Восточно-Тихоокеанского поднятия имеют максимальные значения отношений изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при минимальных значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Толеиты Атлантики и Индийского океана имеют обратные соотношения. В разных областях Тихого океана толеиты отличаются сравнительно близкими (хотя и неодинаковыми) изотопными отношениями Nd, Sr, Pb, что свидетельствует об относительно невысокой степени контрастности в строении и гетерогенности мантии, с одной стороны, и об относительно слабой изменчивости изотопного состава во времени, с другой. В Атлантике, наоборот, наблюдается резкий контраст, особенно по отношению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Это наиболее вероятно, отражает начальный рифтинг, когда магматический процесс, несомненно, испытывал контаминирующее влияние сляпических континентальных масс.

Сравнение толеитов различных океанов по геохимическим параметрам также показывает определенные их различия по концентрации Nb, Y, La и в меньшей степени Zr. Главное различие намечается между толеитами Тихого и Атлантического океанов, тогда как толеиты Индийского океана крайне дифференцированы, особенно по содержанию в них Nb, Y и PЗЭ [5, 39].

Приведенные данные позволяют предполагать, что мантия (во всяком случае ее астеносферный слой) в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах имела определенные различия, влиявшие на геохимические характеристики продуктов продуцированного ею базальтового магматизма.

Наконец, с точки зрения обособления в структуре Земли двух главнейших сегментов исключительно важны данные сейсмической томографии.

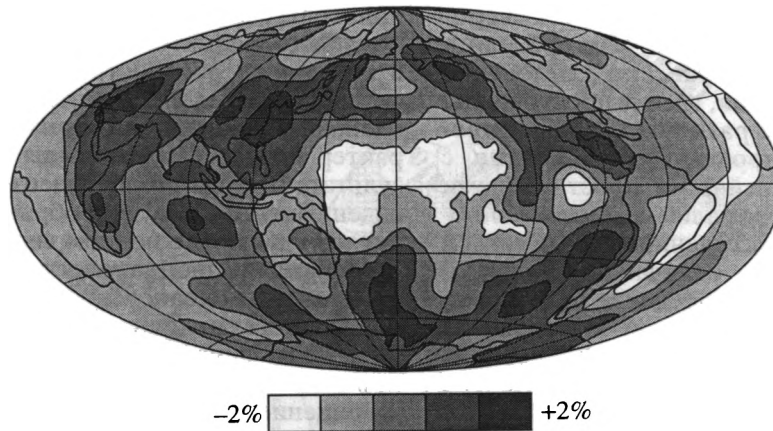


Рис. 2. Сейсмотомографическая модель для глубины 2850 км [по 42]. Отчетливо видна тихоокеанская мантийная неоднородность.

Составление сейсмотомографических карт и разрезов разных глубинных уровней Земли, вплоть до ее ядра, явилось научным прорывом в области изучения глубинного строения нашей планеты. На всех этих картах [27, 29, 30, 35, 42 и др.] до глубины 2900 км можно видеть тихоокеанскую неоднородность, хотя и меняющую свою конфигурацию от одного уровня к другому (рис. 2). Однако во всех случаях речь идет о широком распространении в Тихоокеанском сегменте крупных объемов низкоскоростной мантии, что идентифицируется с ее пониженной вязкостью и повышенным энергетическим потенциалом. Тем самым получает подтверждение давнее геологическое заключение [11] об относительном постоянстве проявлений повышенной энергии в Тихоокеанском сегменте и связанном с этим длительном саморазвитии океанической коры в его тектоносфере. Напротив, в Индо-Атлантическом сегменте, где также выявляются многочисленные неоднородности, картина их расположения в пространстве и от одного глубинного уровня к другому значительно более пестрая и незакономерная, что хорошо согласуется со сложным и противоречивым протеканием деструктивных и коллизионных процессов, свойственных тектоносфере указанного сегмента.

Таким образом, сравнительный анализ структуры земной коры и плотностных и изотопно-геохимических характеристик подстилающей мантии Тихого океана, с одной стороны, и Атлантического и Индийского океанов, с другой, выявляет ряд принципиальных различий между ними, которые, как нам представляется, обусловлены глобальными неоднородностями в строении и геодинамике мантийных оболочек в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах Земли. Мировая рифтовая система срединно-океанических хребтов, с которой связано образование Атлантического и Индийского океанов, является наложенной. Она лишь осложнила и вызвала структурную перестройку тектоносферы уже существовавшего Ти-

хого океана и поэтому не может рассматриваться в качестве причины его возникновения.

Важнейшим вопросом, который встает при обсуждении современной глобальной асимметрии Земли, является выяснение характера тектонических процессов в земной коре в областях раздела Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов. Формы проявления этих процессов многообразны, что особенно бросается в глаза при сравнении западного и восточного ограничений Тихоокеанского сегмента, – широкие и протяженные пояса микроплитных систем на западе и гигантские по протяженности, но относительно узкие крутопадающие сейсмофокальные зоны или пологие тектонические поддвиги на востоке, что хорошо согласуется с общей асимметрией структуры ложа Тихого океана. В рамках данной статьи мы рассмотрим структурные ансамбли, формирующиеся в области западного раздела Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов и представленные микроплитными системами окраин океанского ложа, островных вулканических дуг, окраинных морей и котловин, которые традиционно считаются тектонотипом тихоокеанской тенденции тектонического развития земной коры.

СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ЗАПАДНОЙ ОБЛАСТИ РАЗДЕЛА ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ

Нами выделен и проанализирован субширотный латеральный ряд микроплитных систем, развитых вкрест простираения области сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов между Евразией и Австралией, с одной стороны, и Тихим океаном, с другой. Он состоит из трех типов микроплитных систем: Восточного, Центрального и Западного (рис. 3). Наиболее полно этот латеральный ряд представлен только в Малайзийско-Марианском пересечении, где вы-

деляются все три типа микроплитных систем. К северу от Японских островов выпадает Центральный тип, а к югу от широты о-ва Самоа (10° ю.ш.) – Восточный тип.

Восточный тип (Алеутско-Меланезийский) свойствен северо-западной и западной периферии Тихого океана и характеризует определенную стадию саморазвития и эволюции структуры океанической коры в краевой части Тихоокеанского сегмента. Его западная граница проходит по системе современных глубоководных желобов – Алеутско-Курило-Камчатского, Японского, Бонинского, Марианского и Тонга. Восточная граница нечеткая, расплывчатая. В области развития этого типа микроплитных систем океаническая кора Тихого океана испытала значительные структурные перестройки (в том числе перестройки спрединговых систем) в титонском веке поздней юры, в среднем мелу и в олигоцене, в результате которых она приобрела мозаично-блоковое строение. Недавно это было подчеркнуто Е.Н. Меланхолиной [6], материалы которой использованы в данном разделе. Это выражается в незакономерном сочетании по разломам разновеликих микроплит с разным возрастом океанической коры (маастрихт-раннеэоценовым, сантон-кампанским, аптуронским, готерив-барремским, титон-готеривским, оксфорд-титонским, бат-оксфордским), которые отличаются разными простираниями полосовых магнитных аномалий, нередко торцово сочленяющимися на границах микроплит. Выраженные в рельефе дна абиссальные микроплиты (котловины) перемежаются с крупными внутриокеаническими поднятиями (Шатского, Хесса, Обручева и др.), которые, как показывают данные ГСЗ и МОВ ОГТ, представляют собой зоны внутриокеанической аккреции (тектонического расслоения и скупивания океанической коры, особенно ее третьего слоя и верхов мантии), с резко увеличенной мощностью коры и относительно глубокими (до 10 км) корнями. Микроплитная мозаичная структура западной периферической части Тихоокеанского сегмента сформировалась, видимо, преимущественно на коровом уровне, поскольку четко отражается в гравитационных аномалиях в редукции Буге, отвечающих сравнительно малоглубинным неоднородностям коры и верхов мантии. Подстилающая микроплитные системы этого типа мантия является интенсивно расслоенной и высокоскоростной, необычной для остальной, большей, части Тихого океана, строение которой определяется значительно более крупными плитами. В эволюционном плане данный тип микроплитных систем является наиболее примитивным (в нем отсутствуют островные вулканические дуги и связанные с ними глубоководные желоба) и отражает особенность преобразования и тектонической дифференциации океанической коры Тихоокеанского сегмента в той его части, которая приближена к области его раздела с Индо-Атлантическим сегментом.

Центральный тип микроплитных систем (Филиппинско-Тонганский) включает микроплиты Филиппинского моря (Западно-Филиппинскую, Сикоку – Паресе-Вела, Марианскую), плиты Бисмарк, Южно- и Северо-Фиджийского бассейнов и бассейна Лау, а также ряд более мелких. Он характеризуется широким развитием разно ориентированных островных энсиматических вулканических дуг и связанных с ними желобов, задуговых и интрадуговых глубоководных бассейнов, в формировании которых важную роль играли процессы спрединга и “субдукции” океанической коры, в ряде случаев продолжающиеся и в настоящее время. Наиболее полно эти процессы изучены в Филиппинском море [6, 21 и др.] и в Тонганской системе окраинных бассейнов [32, 43 и др.].

В Филиппинском море эти процессы протекали крайне неравномерно. По магнитометрическим и буровым данным установлено, что формирование глубоководных котловин в результате спрединговых процессов происходило в разные интервалы времени, отвечающие 60–35, 30–18 и 5–0 млн. лет. Самая древняя Западно-Филиппинская котловина, возможно, представляет собой реликтовый фрагмент более крупной океанической области, отгороженный островной вулканической дугой Кюсю-Палау 38–42 млн. лет назад. Раскрытие и спрединг в котловинах Сикоку – Паресе-Вела и в Марианской, возникших в результате интрадугового рифтинга, сопровождалось смещением тектоно-магматической активности к востоку с возобновлением островодужного вулканизма на временных рубежах около 20 и 2.5 млн. лет назад. В современную эпоху интрадуговой спрединг отмечается в рифте Сумису в северной части Изу-Бонинской вулканической дуги. В целом подобная тенденция в проявлении спрединговых процессов прослеживается в этом регионе в течение всего кайнозоя. Общая ширина зон с новообразованной океанической корой достигает здесь более 2000 км. В скоростном разрезе всех котловин, типичном для океанической коры, характерно постоянное присутствие пород 2-го слоя мощностью от 0.7 до 3 км. Общая мощность коры составляет 5–6 км. Океанической природе коры соответствуют значительные глубины дна (до 5–6 км) и пелагический тип осадков, за исключением вулканогенно-осадочных шлейфов в тылу вулканических дуг.

В Тонганской микроплитной системе, к которой относятся бассейны Лау, Южно- и Северо-Фиджийский и ограничивающие их активные и неактивные вулканические дуги и хребты, выявляются те же геодинамические закономерности, что и в Филиппинской системе. Наиболее изученным здесь является бассейн Лау. В современной структуре он представляет собой задуговой бассейн по отношению к активной островной энсиматической вулканической дуге Тофуа [26, 32]. Возникновение этого бассейна 6 млн. лет назад связано с рифтингом и расколом более древней дуги

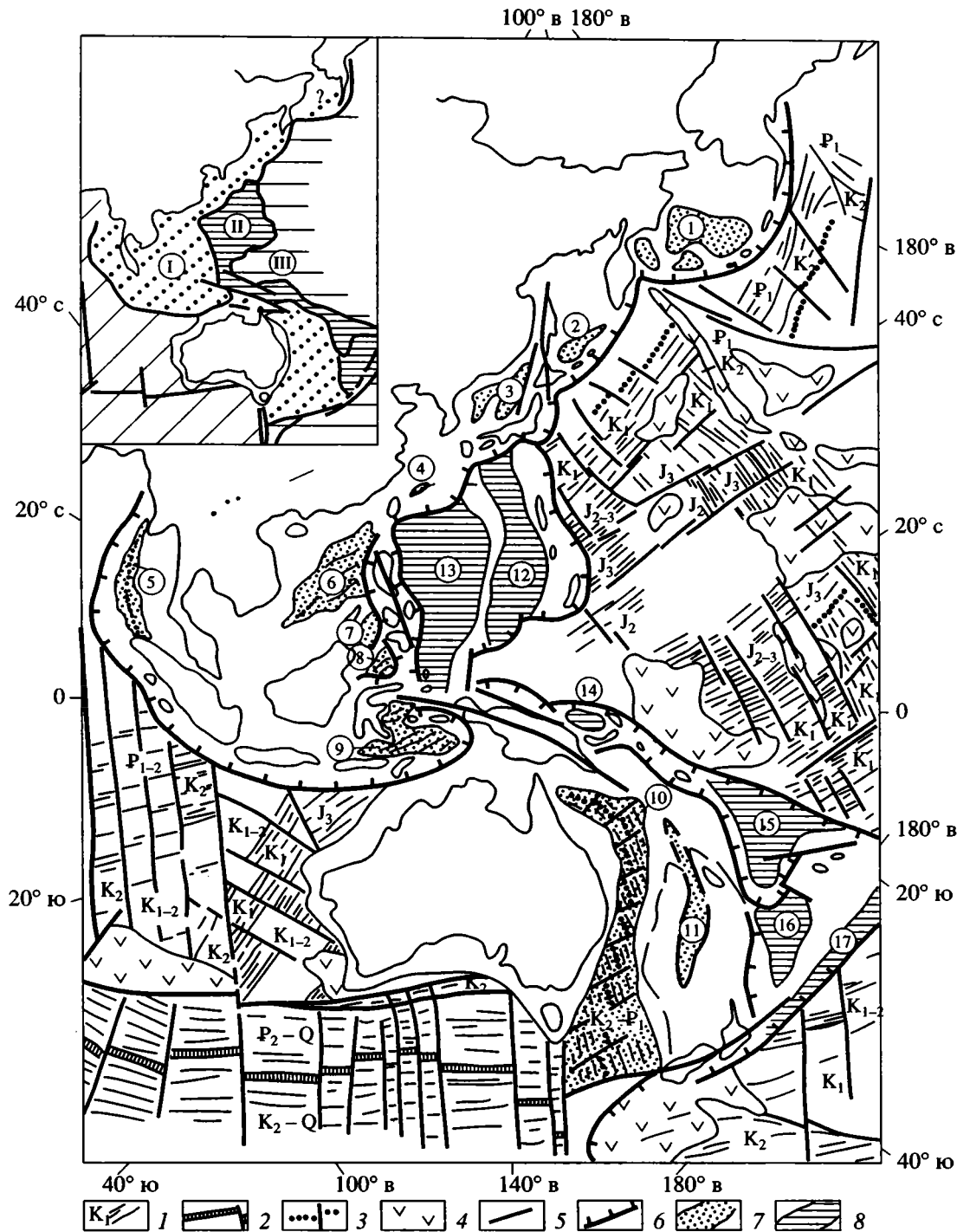


Рис. 3. Схема тектонической зональности западной области сочленения Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли.

На врезке: I – Западная (Индонезийско-Тасманская), II – Центральная (Филиппино-Тонганская), III – Восточная (Алеутско-Меланезийская) микроплитные зоны.

1–5 – океанические плиты: 1 – возраст коры и простираения полосовых магнитных аномалий, 2 – современные и 3 – оставленные спрединговые центры, 4 – внутриплитные океанические поднятия, 5 – разломы; 6–8 – микроплитные зоны: 6 – сейсмофокальные зоны с глубоководными желобами, трактуемые как зоны субдукции, 7 – задуговые и междуговые бассейны Западной и 8 – Центральной микроплитных зон.

Цифры на схеме – бассейны: 1 – Берингоморский, 2 – Дерюгина, 3 – Япономорский, 4 – Окинава, 5 – Андаманский, 6 – Южно-Китайский, 7 – Сулу, 8 – Целебеский, 9 – моря Банда, 10 – Тасманова моря, 11 – Новокаледонский, 12 – Парресе-Вела, 13 – Западно-Филиппинский, 14 – Бисмарка, 15 – Северо-Фиджийский, 16 – Южно-Фиджийский, 17 – Лау.

Тонга, фрагменты которой образуют хребты Тонга и Лау, ограничивающие бассейн соответственно с востока и запада. Спрединговые процессы концентрировались вдоль коротких отрезков срединного хребта, смещенных косыми трансформами. Для бассейна Лау характерны сильная расчлененность дна, малая мощность осадков, мелкофокусная сейсмичность. Мощность коры 5–9 км при мощности 2-го слоя до 2 км.

Таким образом, главными особенностями микроплитных систем Центрального типа являются: 1) мощное проявление задуговых и интрадуговых растяжений, приводящих к образованию океанической коры окраинных бассейнов; 2) исключительная энзиматическая природа островных вулканических дуг; 3) кратковременная активность спрединговых и субдукционных процессов и частая их перестройка (перескоки); 4) четкая тенденция в смещении процессов деструкции коры островных дуг в восточном направлении, в сторону Тихого океана; 5) существование под микроплитными системами крупных объемов низкоскоростной (прогретой?) мантии. Все эти признаки являются свидетельством общей нестабильности тектоносферы и мантии областей развития микроплитных систем Центрального типа. В связи с этим представляют большой интерес материалы по изотопной геохимии кайнозойских базальтов островных дуг и дна окраинных бассейнов в этом типе микроплитных систем.

Изотопно-геохимическое изучение кайнозойских базальтов Филиппинской и Тонганской микроплитных систем [26, 32, 33 и др.] показало, что по отношениям изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ среди них четко выделяются две группы – одна с тихоокеанскими изотопными метками, а другая с индоокеанскими, что следует трактовать как результат влияния на процесс магообразования тихоокеанской или индоокеанской мантии. Анализ структурной приуроченности базальтов MORB с соответствующими изотопными характеристиками показывает, что, как правило, базальты с тихоокеанскими изотопными метками свойственны отгороженным участкам глубоководных котловин с относительно древним возрастом океанической коры, например, Западно-Филиппинской котловине, или неактивным фрагментам ранних островных дуг, подвергшихся рифтингу и последующему раздвигу, подобных хребтам Лау и Тонга, ограничивающим новообразованный бассейн Лау в Тонганской микроплитной системе. В то же время базальты с индоокеанскими изотопными метками практически всегда приурочены к новообразованным деструктивным бассейнам, таким, как котловины Паресе-Вела и Марианская, рифт Сумису в Изу-Бонинской дуге или базальты с возрастом моложе 6 млн. лет в осевой части бассейна Лау.

Таким образом, судя по изотопным характеристикам кайнозойских базальтов, Центральный тип микроплитных систем отличается нестабильным

состоянием верхней мантии, в которой в разные периоды времени проявляются черты как тихоокеанские, так и индоокеанские, причем появление последних четко совпадает с перестройкой структурного плана в микроплитных системах. Представляется, что все это является результатом взаимодействия глобальных неоднородностей обусловивших существование Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, которое наиболее активно протекало в области распространения именно Центрального типа микроплитных систем.

Западный тип современных микроплитных систем (Индонезийско-Тасманский) протягивается в виде пояса вдоль края Азиатского и Австралийского континентов от Охотского моря на севере до Тасманова моря на юге. Наиболее полно он изучен в центральной части пояса в Индонезийско-Малайзийском регионе. Восточная часть этого региона, расположенная между восточным краем индосинийской складчатой области Сундаленд и Филиппинами, представляет собой сложную мозаично построенную микроплитную систему. Для нее характерны многочисленные разно ориентированные в субширотном, меридиональном и северо-восточном румбах торцово сочленяющиеся современные, в основном энсиалические, островные дуги относительно небольшой протяженности, которые сопровождаются так же ориентированными небольшими желобами и весьма активными сейсмофокальными зонами [43].

Островные дуги (Сулу, Сулавеси-Сангихе, Филиппинская, Серам, Хальмахера и др.) являются ярко выраженными аккреционными покровно-складчатыми зонами, в основе своей сформировавшимися в конце мела-палеоцене, но продолжающие свое развитие и в современную эпоху. В них тектонически совмещены различные комплексы пород, в том числе и офиолиты, триасового, юрского и мелового возраста. Широко представлены тектонические меланжи и олистостромы [16, 43]. Наиболее молодыми породами островных дуг являются кайнозойские дифференцированные от базальтов до риолитов известково-щелочные вулканические серии, в ряде мест включающие и четвертичные образования.

Между островными дугами располагается меридионально вытянутая цепочка глубоководных котловин или малых океанических бассейнов, характеризующихся относительно мощным (2–3 км) осадочным заполнением. Для большинства из них признается рифтогенное происхождение. Возраст океанической коры в этих бассейнах различный: позднеюрско-меловой (моря Банда, Флорес, Хальмахера, Коронтало), кампан-эоценовый (море Целебес), неогеновый (море Сулу) и даже неоген-четвертичный (Южно-Китайское море, Японское море) [43]. Характерной особенностью полосовых магнитных аномалий, выявленных в океанической коре этих бассейнов, являются их субширотные северо-восточные тетические про-

стирания, которые резко контрастируют с мозаичным структурным рисунком западнотихоокеанского типа обрамляющих их островодужных аккреционных систем. Тетическая (индо-атлантическая) природа океанической коры этих бассейнов подтверждается полученными в последнее время изотопно-геохимическими характеристиками базальтов дна Южно-Китайского моря, Японского моря и морей Целебес и Сулу. Отношения в них изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ близки или даже аналогичны базальтам Индийского океана, но резко отличаются от базальтов дна Тихого океана (рис. 4) [33]. Особенно неожиданными эти материалы являются для Японского моря, отстоящего примерно на 6–7 тыс. километров от северного края Индийского океана. Если приведенные данные подтвердятся, то формирование Япономорской структуры вряд ли можно связывать с механизмом субдукции тихоокеанской литосферы под Японскую островную дугу. Формирование неоген-четвертичных базальтоидов Японского моря, по-видимому, шло за счет переработки сохранившейся здесь индо-атлантической (тетической) литосферы, а сам этот процесс имел автономный характер, не связанный с плавлением тихоокеанской мантии.

Важную роль в структуре Индонезийско-Малайзийской микроплитной системы играют многочисленные микроконтиненты гондванского и азиатского происхождения [16, 43], которые либо впаивая в аккреционные зоны островных дуг, либо в виде тектонических отторженцев находятся внутри бассейнов с океанической корой. Особенно много их в море Банда.

На процесс формирования Индонезийско-Малайзийской микроплитной системы большое влияние оказала кайнозойская система Зондской двойной островной дуги и сопровождающего ее Яванского желоба – типичная наложенная линейная тетическая структура, протягивающаяся на расстоянии более 5 тысяч километров при ширине от первых десятков до 200 км. Она дискордантно обрывает индосинийские складчатые сооружения области Сундаленд, частично накладываясь на нее, и рассекает сохранившиеся в Северо-Австралийской котловине и в море Банда относительно крупные участки мезозойской океанической коры Тетиса. Зондская дуга в своей западной части несет черты кайнозойского окраинно-континентального вулканического пояса, возможно, унаследованного от аналогичного пояса позднемиоценового времени. В восточном направлении, по мере приближения к Тихоокеанскому сегменту, она постепенно превращается в энсиматическую островную дугу и одновременно испытывает сложные структурные преобразования и вторичные изгибы (подтвержденные палеомагнитными данными [25]), органически вписываясь в мозаичную структуру Индонезийско-Малайзийской микроплитной системы.

Все сказанное приводит к выводу о том, что формирование Западного типа микроплитных

систем происходит в условиях преобладания индо-атлантических тенденций тектонического развития над тихоокеанскими, их взаимодействия и интерференции, что в конечном счете определило столь сложные и неоднозначные геодинамические процессы в данной области современного сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли.

Рассмотренные типы микроплитных систем относятся к самостоятельному классу структур земной коры, развивавшихся над областями раздела Тихоокеанской и Индо-Атлантической глобальных неоднородностей Земли. Они обладают целым рядом структурных и историко-геологических особенностей. Выделим следующие:

- изометричная форма и относительно небольшие (первые сотни, но не более 1000 км) размеры формирующихся океанических бассейнов – задуговых, интрадуговых, преддуговых, рифтогенных, а также абиссальных плит в западной краевой части Тихого океана;

- мозаичный структурный рисунок, свойственный микроплитным системам в целом, но еще более ярко проявленный в расположении и ориентировках их внутренних элементов – островных вулканических дуг и сопровождающих их сейсмофокальных зон и глубоководных желобов, в простираниях полосовых магнитных аномалий в океанической коре и спрединговых зон, в расположении внутриокеанических поднятий и зон внутриплитного магматизма, характеризующихся взаимопересекающимися (торцовыми) сочленениями, нередко под углом до 90° ;

- относительная кратковременность (первые десятки млн. лет) процессов формирования коры малых океанических бассейнов и островных дуг, а также интрадуговых рифтов и спрединговых центров, короткие периоды развития которых прерывались неоднократными структурными перестройками, приводящими к образованию новых бассейнов с более молодой океанической корой и новых активных или остаточных вулканических дуг внутри микроплитных систем; вместе с тем, общий временной интервал формирования систем микроплит (порядка 150 млн. лет) сопоставим с временем формирования Мировой рифтовой системы срединно-океанических хребтов;

- геодинамическая противоречивость протекания корообразующих процессов – эволюционного саморазвития океанической коры, свойственного Тихоокеанскому сегменту, и ярко выраженного деструктивного новообразования коры, характерного для Индо-Атлантического сегмента, одновременное проявление которых или последовательная смена во времени одних другими является типичной чертой тектонического развития микроплитных систем; при этом отмечается определенная “экспансия” индо-атлантических тенденций тектонического развития, связанная с продвижением на восток, в сторону Тихого океана процессов наиболее молодой (последние 10 млн. лет) деструк-

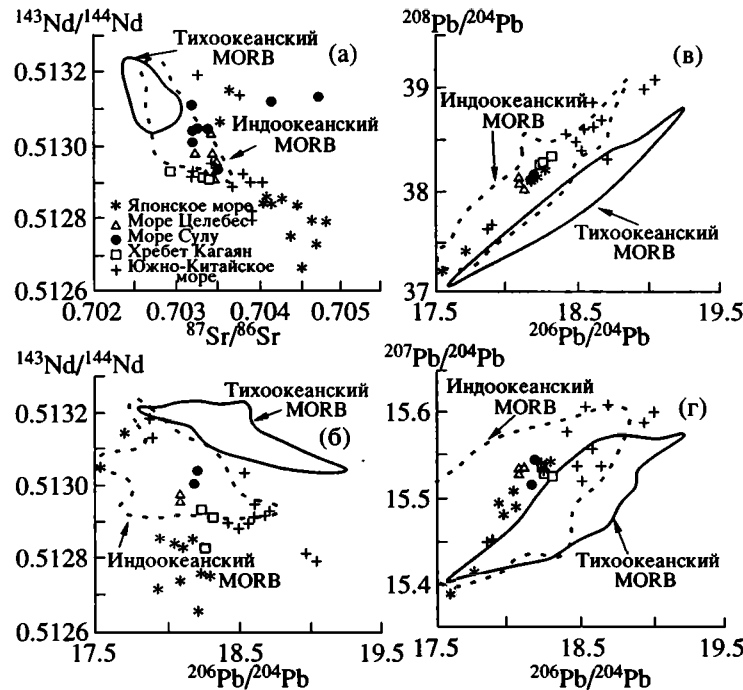


Рис. 4. Изотопные характеристики вулканических пород окраинных бассейнов микроплитных систем Западного типа (моря Японское, Сулу, Целебес, Южно-Китайское [по 33]).
Сплошным и пунктирным контурами показаны поля изотопных характеристик базальтов MORB, соответственно Тихоокеанского и Индийского океанов.

тивной интрадуговой рифтогенной тектоно-магматической активности с изотопно-геохимическими метками индоокеанского типа.

Все сказанное приводит к выводу о том, что западная область раздела Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов характеризуется ярко выраженным нелинейным хаотическим проявлением корообразующих процессов, причины которого следует искать в термодинамических возмущениях при взаимодействии тех глобальных мантийных неоднородностей, которые определили общую асимметрию Земли и соответствующие сегменты в ее тектоносфере.

Время образования этих глобальных неоднородностей, их первичную или вторичную природу возможно установить лишь в результате историко-геологического анализа тектонического развития Земли в прошедшие геологические эпохи. Ниже нами сделана попытка рассмотреть этот вопрос для неогена.

ТИХООКЕАНСКИЙ И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТЫ В НЕОГЕЕ

Сформулированные положения мы попытались использовать при расшифровке особенностей тектонической эволюции Земли в неогее. Предыдущие исследования [7, 8, 14, 18] показали, что тенденция развития структур земной лито-

сферы в рифее и фанерозое в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах отличались. Тихоокеанский сегмент, включающий аккреционные сооружения палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста (Тихоокеанский пояс), существовал в течение не менее 1 млрд. лет и характеризовался консервативным, унаследованным развитием. Со временем менялась конфигурация пояса, однако на всех этапах он представлял совокупность структурных образований, расположенных по периферии океана и связанных преемственностью простираний. Здесь имело место последовательное омоложение аккреционных комплексов в сторону океана, хотя процесс этот протекал очень сложно и противоречиво [11, 16]. Главная тенденция эволюции Индо-Атлантического сегмента в фанерозое – образование деструктивных океанических бассейнов, развитие которых укладывается в более или менее продолжительные циклы Уилсона, и перераспределение на площади возникающих при этом фрагментов древних континентов (Гондваны, Лаврентии, Балтии, Сибири и др.), вплоть до их коллизии и формирования межконтинентальных складчатых поясов.

Кардинальными вопросами изучения асимметрии Земли являются: как далеко в глубь геологической истории прослеживается ее разделение на тектонические сегменты, как изменялась пространственная их позиция и как выражались границы последних в докембрии и фанерозое? Существует ги-

позега [28, 40], согласно которой в интервале 3–1 млрд. лет происходило преимущественное амальгамирование древних континентальных масс, в результате чего образовался суперконтинент Родиния. Этот достаточно сложный процесс характеризовался преобладанием конструктивной тенденции тектонического развития континентов, которая определяла последовательное наращивание автотонной коры протоконтинентов Ур, Нена (объединившиеся на рубеже 1.5 млрд. лет Арктика и Балтия) и Атлантика, происходившее параллельно со “слипанием” перечисленных континентальных масс к рубежу в 1 млрд. лет. Деструктивные процессы в это время, по-видимому, играли подчиненную роль. На рубеже в 1 млрд. лет согласно упомянутой гипотезе четко обособились два сегмента Земли: континентальный (Родиния) и океанический (Панталасса), просуществовавшие до рубежа 750 млн. лет, когда начался распада Родинии.

Если придавать значение реконструкциям на основе палеомагнитных данных расположения континентальных масс в рифе и венде [41, 45], то можно говорить об асимметричном строении литосферы, причем континентальный и океанический сегменты занимали соответственно южное и северное полушария. Начиная с рубежа 750 млн. лет (начало распада Родинии), континентальный сегмент постепенно трансформируется в сложную комбинацию деструктивных (рифтогенных) бассейнов и разделяющих их континентальных блоков. С этого времени структура континентального сегмента приобретает характерные индо-атлантические черты.

Считается [8, 31], что распад Родинии начинается с отделения от нее Балтии и Сибири (рис. 5). Дрейф Балтии происходил в направлении на юго-восток от Лаврентии и Западной Гондваны, вследствие чего в венде она располагалась в южной приполярной области. Сибирский континент находился севернее. В позднем рифее Сибирь была отделена от Восточной Гондваны океаническим бассейном, следы которого в виде рифейских офиолитов известны в байкалидах и салаиридах Центральной Азии [3, 19]. Балтия и Сибирь образовали выступ, разделивший южную часть Панталассы на два бассейна – залива Панталассы: западный – “Восточный Япетус” [38] и восточный – Палеоазиатский [8]. Дальнейшее тектоническое развитие обоих связано с формированием вдоль их периферии гигантских аккреционных поясов, что позволяет рассматривать их в качестве структур тихоокеанского типа. Это аккреционные складчатые сооружения доуралид и кадомид вдоль северной периферии Центральной Гондваны и Лаврентии, Восточно-Гондванский пояс и Росс-Деламерийский пояс вдоль восточного края Западной Гондваны. Характеристика указанных сооружений дана в специальных работах [1, 4, 8, 9, 10, 18, 20, 38].

Таким образом, уже в рифее оформился деструктивный тип океанических бассейнов, определивший начало распада Родинии. Этот процесс

мощно проявился в венде, когда в пределах Гондваны возникла серия рифтогенных прогибов, отделивших от последней несколько крупных континентальных масс. На западе происходит становление рифтогенного океанического бассейна “Западный Япетус” [38], разделившего Лаврентию и Южную Америку (см. рис. 5). В кембрии Западный и Восточный Япетус трансформируются в единый крупный палеокеан, просуществовавший до силура. Деструкция Восточной Гондваны также начинается в венде с образования системы рифтовых прогибов, давших затем начало таким океаническим бассейнам, как Хантайширский, Неймонгольский, Каратау-Байконурский и др. [8]. Оформление последних (rift-drift transition) происходит в конце венды (манькайский уровень) [17], когда обособляются Дзэбханский, Тувино-Монгольский, Южно-Гобийский, Северо-Тяньшаньский и др. микроконтиненты. Указанные структуры располагались в низких широтах южного полушария и экваториальной зоне, имели субмеридиональную ориентировку, что предполагает их абсолютное смещение к западу или северо-западу [1, 10].

По сути дела, начиная с венды и особенно в раннем кембрии, определились две тенденции развития океанических бассейнов: аккреционный, характерный для структур Тихоокеанского, и коллизионный – Индо-Атлантического сегментов. В первом случае (Палеоазиатский океан) формирование гранитно-метаморфического слоя происходило в связи с островодужным процессом, обычно включавшим два этапа трансформации океанической коры: островодужный (становление островных дуг и междуговых прогибов) и аккреционный (скупивание островодужных и междуговых комплексов). Роль аллохтонных блоков древней континентальной коры была здесь подчиненной. Мощные, занимающие значительные пространства, развивавшиеся десятки миллионов лет островодужно-аккреционные мозаичные системы характерны для Алтае-Саянской области, Северной Монголии и Казахстана.

В качестве примера можно указать такие аккреционные системы, как Кузнецкая, Салаирская, Чингизская и др., продолжительность развития которых достигала 100–140 млн. лет. Они наращивали по периферии Сибирь, образовав к силуру обширный каледонский континентальный массив и Казахстанский континент, разделенные Обь-Зайсанским океаническим бассейном. Сходные процессы происходили вдоль южной периферии Лаврентии, где в кембрии и ордовике развивалась аккреционная система Аппалач и Ньюфаундленда. Иными словами, после распада Родинии и возникновения континентальных массивов северного (Лаврентия, Балтия, Сибирь) и южного (Гондвана) ряда для первых были характерны преимущественно конструктивные процессы наращивания континентальной коры, для вторых – формирование деструктивных бассейнов. Взаимодействие



Рис. 5. Схема палеогеодинамических реконструкций для венда

1 – Палеопацифика; 2 – Гондвана; 3 – периферические блоки Гондваны, начавшие отделяться от нее в венде; 4 – континенты северного ряда; 5 – рифтогенные структуры; 6 – островодужно-аккреционные пояса; 7 – демаркационные разломы. Цифры в кружках: 1 – Балтия, 2 – Сибирь, 3 – Лаврентия, 4 – авалонские микроконтиненты, 5 – проторифт Западного Япетуса, 6 – проторифты Восточной Гондваны (Неймонгольский, Хантайширский, Каратау-Байконурский).

этих двух, по существу, противоположных тенденций в основном определяло геодинамику Индо-Атлантического сегмента Земли. Вендская деструкция Гондваны обозначила начало процесса, наиболее полно проявленного уже в фанерозое.

Начиная с раннего палеозоя, деструкция периферического края Гондваны получила дальнейшее развитие (рис. 6). Асимметрия процесса привела к появлению на севере коллизионных поясов, в тылу которых возникали новые рифтогенные океанические бассейны. Такая тенденция четко проявлена в пределах Центральной Гондваны [36, 38, 46]. Закрытие Япетуса компенсировалось раскрытием в раннем ордовике Рейского океана, отделившего от Гондваны систему авалонских микроконтинентов. В период его раскрытия происходил дрейф к северу и северо-западу Авалонии и Балтии, которые, объединяясь с Лаврентией в раннем девоне, образовали новый континент Ларуссия. Одновременно в позднем ордовике в тылу Рейского начинает формироваться Лижерийский океанический бассейн, отделивший от Гондваны Испанию и Южную Францию, которые объединились с Ларуссией в среднем девоне.

Палеозойская деструкция северо-западной окраины Восточной Гондваны в целом происходила по той же схеме. В раннем ордовике образовался Туркестанский палеоокеан, отделивший Северо-Тяньшаньский микроконтинент. В позднем ордовике возник относительно небольшой Гоби-Алтайский бассейн (Баянчаганская офиолитовая су́тура), закрывшийся в позднем силуре – раннем девоне в связи с коллизией Баянлегского и Джинсетского микроконтинентов с ранними каледонидами (салаиридами) Монголии. На рубеже си-

лура – девона формируется один из крупнейших палеоокеанических бассейнов этого типа – Южно-Монгольско-Джунгарский. Его закрытие происходит в раннем или среднем карбоне в связи с коллизией Южно-Гобийского и Илийско-Джунгарского микроконтинентов с Сибирским каледонским континентом.

С карбона указанная схема приобретает еще более четко выраженный характер. С этого времени формируется ряд последовательно омолаживающихся к югу бассейнов. Это – поздневарисские и раннеиндосинийские бассейны Гиссара, Северного Памира и Внутренней Монголии, заложившиеся в раннем карбоне и отмирающие в перми и раннем триасе в связи с коллизией Таримского, Центрально-Памирского и Сино-Корейского континентальных массивов, индосинийский бассейн Саньпань-Ганси в Центральном Китае, завершивший свое развитие в позднем триасе в связи с коллизией массива Цаньтань, киммерийский бассейн Яньшань и альпийский – Ярлунг-Цангпо. Варисские и индосинийские бассейны обычно выделяются как система структур Палеотетиса, киммерийские – Мезотетиса, альпийские – Неотетиса. В этом смысле Индийский океан может рассматриваться как новейшая структура этого типа, раскрытие которой началось в мелу.

“Конверсный” механизм становления структур индо-тетического ряда был определяющим в геодинамической эволюции Индо-Атлантического сегмента по крайней мере в фанерозое. Наиболее четко он выражен в западной (между Гондваной и Лаврентией), с известными отклонениями в восточной (между Гондваной и Сибирью) частях сегмента. На наш взгляд, “конверсная” модель

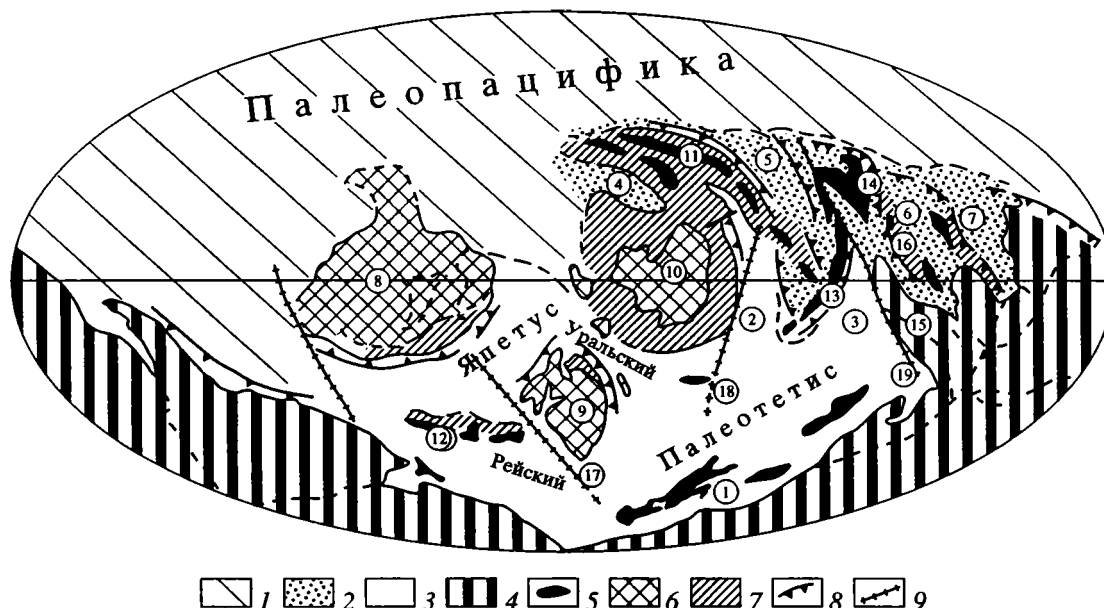


Рис. 6. Схема палеогеодинамических реконструкций для раннего и среднего ордовика

1 – Тихоокеанский сегмент (Палеопацифика); 2 – микроплитный пояс на границе Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов; 3–7 – Индо-Атлантический сегмент: 3 – деструктивные океаны, 4 – Гондвана, 5 – континентальные массивы южного (гондванского) ряда, 6 – континентальные массивы северного ряда, 7 – рифейские, кадомские, салаирские мозаичные аккреционные складчатые сооружения; 8 – островодужно-аккреционные зоны; 9 – демаркационные разломы. Цифры в кружках: океанические бассейны (в том числе с корой переходного типа в микроплитном поясе): 1 – Лижерийский, 2 – Алтае-Зайсанский, 3 – Туркестанский, 4 – Хангай-Хентейский, 5 – Неймонгольский (включая Бейшань), 6 – Циньлинский, 7 – Юго-Восточного Китая (зоны Сианьгуй и Минюэ); континентальные массивы: 8 – Лаврентия, 9 – Балтия, 10 – Сибирь, 11 – Монголо-Джунгарская аккреционная система (включая Дзабханский, Южно-Гобийский, Илийско-Джунгарский, Актау-Моинтинский и др. микроконтиненты), 12 – Авалония, 13 – Северо-Тяньшаньский (включая Зартай-Баянобинский, Северо-Тяньшаньский, Улугауский, Кокчетавский и др.), 14 – Сино-Корейский, 15 – Таримо-Среднеазиатский, 16 – аккреционная система Циньлин-Ланчжоу; демаркационные разломы: 17 – Торнквиста, 18 – Алтае-Гобийский, 19 – Центральноазиатский.

развития последнего является одним из наиболее фундаментальных положений современной геотектоники, отражающим общую асимметрию строения и геодинамической эволюции Земли.

Несколько иная картина наблюдается для структур, расположенных между континентами северного ряда. В этом плане характерен пример Урала, также представляющего собой систему рифтогенных прогибов, разделенных микроконтинентами. Это Лагортинский (время заложения ϵ_3-O_1t), Сакмаро-Лемвинский, Магнитогорский и Денисовский (O_2), Тагильский (O_3), Южно-Мугоджарский (D_1) и Урало-Арктический (D_3) бассейны. Сама структура Урала характеризуется большей степенью сдвленности, отражающей процесс среднекаменноугольной коллизии Балтии и Казахстано-Сибирского каледонского континента. Главной, на наш взгляд, особенностью структур урального типа является отсутствие упорядоченного (“конверсного”) закрытия перечисленных бассейнов; возрастная их асимметрия здесь практически отсутствует. В этом плане структура уральского типа занимает промежуточную позицию между таковыми тихоокеанского и индо-тетического типов.

Существенное усложнение структуры в пределах современной Центральной и Восточной Азии (Алтае-Саянская область, Забайкалье) в позднем докембрии–раннем палеозое связано с сосуществованием вплоть до силура тихоокеанской и индо-тетической тенденций в развитии этого региона. Наряду с деструктивно-коллизийными широко представлены мозаичные аккреционные сооружения периферии Палеоазиатского океана (см. рис. 6). В результате здесь образовались уникальные микроплитные системы, строение которых определялось интерференцией структур тихоокеанского и индо-тетического типа. Имеющиеся палеомагнитные данные [1, 10] показывают, что в момент становления сопряженные структурные элементы азиатских палеозоид часто имели различную ориентировку.

Палеоокеанические бассейны рассекают Восточную Гондвану на цепочки микроконтинентов, причем некоторые бассейны (Хантайширский, Алтае-Зайсанский, Туркестанский) открывались к юго-западу или югу, смыкаясь со структурами тетического ряда, другие (Баянхонгорский) – к северу или северо-востоку, являясь структурами Палеопацифики [18]. На наш взгляд, интерфе-

ренция структур тихоокеанского и индо-атлантического типов определяет мозаичный микроплитный структурный рисунок региона. В том или ином виде он просуществовал до ордовика или раннего силура, будучи зафиксирован в каледонских сооружениях Центральной Азии. В принципе сходная ситуация характерна для Центрального и Восточного Казахстана, где мозаичная структура сформировалась в силуре.

Намечается следующая этапность развития палеозоид Евразии. Венд-ранний кембрий – мощный деструктивный импульс обусловил начало разрушения Гондваны. Индо-атлантические деструктивные бассейны проградируют в пределы Палеоазиатского океана, создавая мозаичный микроплитный рисунок. Кембрий – ордовик – период сосуществования тихоокеанской и индо-атлантической тенденций в развитии палеозоид Евразии, причем первая является ведущим процессом. Начиная с ордовика – силура, набирает силу индо-атлантическая тенденция развития Земли. Область преобладания тихоокеанской тенденции существенно сужена и ограничена периферией Тихого океана. Наоборот, область развития структур индо-атлантического (в первую очередь, индо-тетического) типа захватывает все большие пространства, в том числе и древние (байкальские, салаирские, каледонские) мозаичные аккреционные системы Центральной и Восточной Азии.

Таким образом, историко-геологический анализ процессов формирования структур земной коры в неогее, включая и палеотектонические реконструкции, основанные на палеомагнитных данных, приводит к выводу, что разделение тектоносферы Земли на два сегмента, аналогичные современным Тихоокеанскому и Индо-Атлантическому, прослеживается в глубь геологической истории по крайней мере на 1 млрд. лет, а, вероятно, имеет и более глубокие корни.

Основные тенденции тектонического развития этих сегментов в палеозое и позднем рифее вполне сопоставимы с таковыми, установленными для мезо-кайнозойского этапа тектонического развития Земли. Такие крупные деструктивные палеоокеаны, возникшие в результате распада Родинии, как Япетус ($V-PZ_1$), Прототетис (R_3-PZ_1), Уральский (PZ_{1-2}), Туркестанский (PZ_{1-2}), Южно-Монгольский (PZ_2) и многие другие палеоокеаны системы Палеотетиса, с полным основанием могут рассматриваться в качестве элементов одной или нескольких древних Мировых рифтовых систем срединно-океанических хребтов, имевших, естественно, иное пространственное расположение и конфигурацию по сравнению с современной. Четко обособляющаяся на палеореконструкциях Панталасса (Палеопацифика) представляла собой океанический сегмент, крайвыми частями которого являлись Палеоазиатский океан и Восточный Япетус (R_3-PZ_1). Раннепалеозойские мозаичные складчатые области Центральной Азии и палеозой-раннемезозойские – Верхоя-

но-Колымской области могут служить прообразом современных микроплитных систем и маркируют области сочленения океанического и континентального сегментов в палеозое так же, как венд-кембрийские Кадомский и Росс-Деламерийский складчатые пояса – аналоги позднемезозойских-кайнозойских аккреционных систем в Тихоокеанском тектоническом поясе.

Все это указывает на то, что глобальная асимметрия тектоносферы Земли, а, следовательно, и определяющие ее крупнейшие неоднородности в мантийных оболочках существовали и в эти, древние, эпохи геологической истории. Это является важным аргументом в пользу представлений о первичной природе асимметрии Земли.

Учитывая, что Земля является частью Солнечной системы и что, как было отмечено выше, многие планеты земной группы обладают четкой асимметрией в своем строении, представляется уместным обратиться к космологическим данным, которые могут пролить свет на самые ранние этапы развития Земли как планеты и уж во всяком случае представят интерес при обсуждении вопроса о первичности или вторичности наблюдаемой асимметрии Земли.

В космохимии уже нет места идее, что Солнечная система образовалась из хорошо перемешанного химически и изотопно однородного горячего газового облака. Надо сказать, что в публикации одного из авторов [12] уже сообщались некоторые данные на этот счет. Но с того времени прошло немало лет и появились многие новые работы, с большой определенностью раскрывающие гетерогенность небулы. Это публикации, базирующиеся на исследованиях изотопного состава метеоритов, среди которых особенно выделяется фундаментальный труд "Meteorites and the Early Solar System" [37]. В нем имеется даже особый раздел, который называется "Гетерогенность небулы на основе данных о стабильных изотопах".

Сначала [44] появились данные об изотопах кислорода, отличных от земных (метеорит Альенде). Далее изотопы внеземного состава были установлены для таких элементов, как Mg, Si, Ca, Ba, Sr, Ti, Ag, Nd, Sm, доказательно подтверждающие, что досолнечная небула являлась неоднородной. Кроме того, изотопный анализ кислорода позволил также заключить, что внеземные изотопы должны иметь разные источники.

Чрезвычайно показательны в том же смысле изотопы благородных газов (Xe, Ne), а также азота и углерода [24], представляющие частицы досолнечного происхождения, а именно материал звезд. Метеориты могут заключать также материал межзвездных облаков [47]. Астрономические данные устанавливаются в этих случаях значительно более высокое отношение дейтерия к водороду, чем это имеет место на Земле.

Ю.А. Шуколюков [23], обобщая имеющиеся сведения по изотопам, заключает, что выявленные изотопные аномалии можно интерпретиро-

вать только как образования досолнечного происхождения и что они привнесены в Солнечную систему. Тем самым вещество последней гетерогенно и включает частицы самого разнообразного происхождения.

Мы привели соответствующие данные, поскольку Земля – планета Солнечной системы и к ней в полной мере относится первично неоднородная аккреция. Вопрос в том, сохранились ли какие-нибудь признаки этой первичной неоднородности. Более чем вероятно, что тектоническое деление планеты на Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты является таким признаком. В связи с этим встает следующий серьезный вопрос: каким образом это увязывается с мобилистскими представлениями о Панталассе. Если рассуждать последовательно, то необходимо признать неоднородность коры и мантии и под Панталассой. По нашему мнению, несравненно проще представить, что огромный покров океанских вод скрывал под собой геологически разные области Земли, чем некую гомогенную массу, представляющую его основание. Панталасса, будь то древняя или позднелазеозойская, не образовывалась внезапно, а возникла вследствие структурных преобразований областей земной коры, проходивших разную геологическую историю. Глубинное строение таких областей было, безусловно, различным. Имеющиеся палеогеодинамические реконструкции показывают, например, что в пределах Панталассы существовали разнопорядковые области спрединга, а также разломные зоны, отделяющие один от другого разномасштабные элементы. С другой стороны, вряд ли возможна глобальная гомогенизация всякий раз, когда образовывалась Панталасса. Крупнейшие перестройки, конечно, имели место, но это не означает, что особенности, отражающие первичную аккреционную неоднородность Земли, не сохранились. Таким образом, можно сделать вывод, что Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты должны были всегда существовать под водами Панталассы и что рассматривать последнюю как некое абстрактное, геологически единое образование не следует. Мы думаем, что будущие исследования принесут новые аргументы в пользу высказанной идеи.

Имеется ряд моделей аккреции Земли. Модель последовательной конденсации планеты, наряду с рядом других авторов, развивалась Д. Андерсоном еще в 70-х годах. Для наших построений особенное значение имеет представление Д. Андерсона об образовании вещественных неоднородностей Земли на самых ранних этапах ее развития. В книге А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова это сформулировано следующим образом: “В ранних работах Д. Андерсон отводил ведущую роль в эволюции Земли радиоактивному веществу ранних конденсатов, обособившемуся около 4.1 млрд. лет назад на границе ядра и мантии” [22, с. 162]. Это вещество в смеси с железом составляет нижнюю переходную зону мантии. “Радиогенное

разогревание переходной зоны около 3.8 млрд. лет назад привело к подъему на поверхность предпочтительно в одном полушарии больших протрузий или плюмов силикатно-известково-глиноземистого материала, обогащенного рефракторными литофилами; что явилось началом роста континентов” [22, с. 162] (подчеркнуто нами). С нашей точки зрения, это можно истолковать как начало дифференциации планеты на Индо-Атлантический и Тихоокеанский тектонические сегменты, хотя приведенные цифры абсолютного возраста в свете современных данных представляются заниженными.

ВЫВОДЫ

Выполненный тектоно-геодинамический анализ позволил разработать принципиально новую модель сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. На западе Тихого океана область сочленения занимает обширное пространство, включающее окраинную часть океанского ложа. По вещественным и структурным признакам в этой области выделяются три типа продольных зон, образующих латеральный ряд, каждая из которых имеет микроплитную структуру, а именно: Восточная, Центральная и Западная зоны. Восточная зона, ограниченная с запада глубоководными желобами, свидетельствует о большой сложности кинематики мантийных масс, проникающих в виде языков (клиньев) со стороны Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского сегмента. Тем самым определяется экспансия Индо-Атлантического сегмента в отношении Тихоокеанского. В связи со сказанным механизм погружения жесткой океанской плиты на многие сотни километров (субдукция) представляется маловероятным. Путь к поиску нового механизма был намечен в одной из предыдущих публикаций [15]. Резкий структурный рубеж, соответствующий гирлянде внешних островных дуг, определился на более раннем периоде экспансии Индо-Атлантического сегмента. Действительно, имеющиеся материалы привели к выводу: микроплитные системы в течение всего фанерозоя концентрировались в пределах достаточно широкого, крайне сложно построенного, но вместе с тем единого пояса, охватывающего в современной структуре Земли территорию Восточной Азии (сравните рис. 1 и 6). Отсюда можно сделать заключение, что раздел между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами, фиксируемый рассмотренными микроплитными системами, существовал по крайней мере с ордовика. Менялись конфигурация сегментов, их относительное положение в структуре Земли, менялась относительная роль структур индо-атлантического и тихоокеанского типов внутри микроплитного пояса, однако положение раздела между сегментами оставалось более или менее постоянным в течение всего этого времени.

2. Сущность тихоокеанского типа развития тектоносферы заключается в длительном тектоно-магматическом саморазвитии океанского симатического субстрата, с одной стороны, и сложного и противоречиво протекающего аккреционного процесса, наращивающего материковые окраины, с другой.

Для Индо-Атлантического сегмента главной особенностью является спорадическое проявление взаимосвязанных деструктивных и коллизионных процессов, дробящих и создающих континентальные массивы и формирующих и разрушающих новообразованные океанские бассейны.

Более или менее доказательно оба типа развития в истории Земли прослеживаются до 1 млрд лет., а их диаметрально противоположная пространственная локализация в разных полушариях, подтвержденная палеомагнитными данными и вытекающая из многочисленных палинспастических реконструкций, служит важнейшим аргументом в пользу представлений об очень древнем возрасте глобальной асимметрии Земли.

3. Существующие историко-геологические и палеогеодинамические построения для архея и протерозоя весьма гипотетичны. Наряду с ними, правомерно представление о том, что Тихоокеанская неоднородность может отражать первичную неоднородность в строении Земли.

Авторы выражают благодарность Е.Н. Меланхолиной за предоставленные материалы и ценные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64758).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.
2. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Д. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43-108.
3. Добрецов Н.Л., Конников И.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 35-58.
4. Душин В.А. Вулканогенные формации и металлогения западного склона Полярного Урала: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. Свердловск: Свердлов. Горный ин-т, 1991. С. 39.
5. Кашишнев Г.Л., Пуцаровский Ю.М. Гетерогенность в мантии под океанами и нелинейность магматических процессов // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 39-51.
6. Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры Северо-Запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67-81.
7. Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Фрагменты Палеоокеана в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30-47.
8. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрии - венде // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799-802.
9. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-31.
10. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан (петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере). М.: ОИФЗ РАН, 1995. С. 298.
11. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. С. 222.
12. Пуцаровский Ю.М. Крупнейшие неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3-16.
13. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. С. 84.
14. Пуцаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8-24.
15. Пуцаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. № 4. С. 62-68.
16. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. С. 263.
17. Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Озерной складчатой системы (западная Монголия) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25-40.
18. Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Геодинамика и тектоническое развитие палеозойской Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // Геотектоника. 1995. № 4. С. 29-47.
19. Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Е. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. АН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791-796.
20. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // Докл. АН. 1995. Т. 342. № 5. С. 661-664.
21. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. С. 164.
22. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Недра, 1985. С. 326.
23. Шуколюков Ю.А. Звездная пыль в руках // Соросовский образовательный журнал. 1996. № 7. С. 74-80.
24. Anders E. Circumstellar material in meteorites: noble gases, carbon and nitrogen // Meteorites and the Early

- Solar System. The University of Arizona Press Tuscon. 1988. P. 927–955.
25. *Audley-Charles M.G., Ballantyne P.D., Hall R.* Mesozoic-Cenozoic rift-drift sequence of Asian fragments from Gondwanaland // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155. P. 317–330.
 26. *Crawford A.J., Briquieu L., Laporte C., Hasenaka T.* Coexistence of Indian and Pacific Oceanic Upper Mantle Reservoirs Beneath the Central new Hebrides Island Arc // *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophysical Monograph 88. American Geophysical Union. 1995. P. 199–217.
 27. *Cubbins D.* Core-mantle interactions // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. P. 385–391.
 28. *Daziel J.W.D.* Pacific Margins of Laurentia and Antarctica – Australia as conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrien supercontinent // *Geology*. 1992. Vol. 19. P. 598–601.
 29. *Dziewonski A.M.* Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P-velocity up degree and order // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. № B. 7. P. 5929–5952.
 30. *Dziewonski A.M., Woodhouse J.H.* Three-dimensional Earth structure and mantle convection // XXVIII Intern. Geol. Congr.: Abstracts. Wash. (D.C.). 1989. Vol. 1. P. 427–428.
 31. *Gurnis M., Torsvik T.N.* Rapid Uplift of Large continents during the late Precambrian and Paleozoic: paleomagnetic constraints and dynamic models // *Geology*. 1995. Vol. 22. P. 1023–1026.
 32. *Hawkins J.W.* Evolution of the Lau Basin – Insights from ODP Leg 135 // *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophysical Monograph 88. American Geophysical Union. 1995. P. 125–174.
 33. *Hickey-Vargas R., Hergt J.M., Spadea P.* The Indian Ocean-Type Isotopic Signature in Western Pacific Marginal Basins: Origin and Significance // *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophysical Monograph 88. American Geophysical Union. 1995. P. 175–197.
 34. *Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A. et al.* Isotope evidence of mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance // *Nature*. 1988. Vol. 333. № 6174. P. 623–629.
 35. *Loper D.E., Lay T.* The core-mantle boundary region // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B4. P. 6397–6420.
 36. *Matte Ph.* Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europa // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 126. № 2–4. P. 329–374.
 37. *Meteorites and the Early Solar System.* The University of Arizona Press Tuscon. 1988. P. 1269.
 38. *Pickering K.T., Smith A.G.* Arcs and backarc basins in Early Paleozoic Japetus Ocean // *The Island Arcs*. 1995. Vol. 4. P. 1–67.
 39. *Pyle D.G., Christie D.M., Mahoney J.J., Duncan R.A.* Geochemistry and geochronology of ancient southeast Indian and Pacific seafloor // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 22261–22282.
 40. *Rogers J.J.W.* A history of continents in past three billion years // *The Jour. Geol.* 1996. Vol. 104. № 1. P. 91–107.
 41. *Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised world maps and introduction // *Palaeogeogr. Biogeogr. Geol. Soc. mem.* 1990. № 12. P. 1–21.
 42. *Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M.* Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. № B4. P. 6945–6980.
 43. *Tectonic Map of the Circum-Pacific Region.* Southwest Quadrant. Scale 1 : 10 000 000 / Chairman Palfreyman W.D. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Production by U.S. Geological Survey. 1991.
 44. *Thiemens M.N.* Heterogeneity in the nebula: evidence from stable isotopes // *Meteorites and the Early Solar System.* The University of Arizona Press Tuscon. 1988. P. 899–923.
 45. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen A.* Baltica. A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implication // *Earth-Science Reviews*. 1992. Vol. 33. № 2. P. 133–152.
 46. *Ziegler P.A.* Evolution of Laurasia. London: Kluwer Academic Publishers, 1989. P. 189.
 47. *Zinner E.* Interstellar cloud material in Meteorites // *Meteorites and the Early Solar System.* The University of Arizona Press Tuscon. 1988. P. 956–983.

Рецензенты: В.Н. Шолло, А.С. Перфильев

The Earth's Major Structural Asymmetry

A. A. Mossakovsky, Yu. M. Pushcharovsky, and S. V. Ruzhenstev

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

A new geodynamic model for the junction of the Pacific and Indo-Atlantic segments of the earth is proposed. There is a lateral sequence of tectonic zones (from east to west, the Aleutian–Melanesian, Philippine–Tonga, and Malaysia–Tasman zones), which have a microplate structure and complex geodynamics, controlled by the interaction between Pacific and Indo-Atlantic mantle masses. The latter expand into the Pacific segment. The marked structural boundary corresponding to the chain of the outer island arcs originated during the earlier, Paleozoic, period of the earth's evolution. An analysis of the available evidence leads to the conclusion that, throughout the Phanerozoic, the microplate systems were concentrated within a wide, complexly built belt that encompasses East Asia in the present-day structure. The location of this belt varied through time. However, it has always existed as the boundary between the Pacific and Indo-Atlantic segments.

УДК 551.243(234)

ЭКСТУМАЦИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И НИЖНЕЙ КОРЫ ПРИ РИФТОГЕНЕЗЕ

© 1998 г. А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин

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

Поступила в редакцию 16.03.98 г.

Выведение мантийных и нижнекоровых пород в процессе внутриконтинентального (Лигурия, Альпы) и окраинно-континентального (Галицийская банка, Малый Кавказ, Кипр) рифтогенеза связано с разрывом континентальной коры на конечных стадиях подъема мантийного диапира. Соответствующие океанические бассейны с рифтогенными окраинами асимметричного типа образовались в результате деляминации континентальной литосферы по модели простого сдвига. Сдвиговые зоны в литосфере формировались при непрерывном растяжении сначала в области высокотемпературных пластических деформаций, затем в поле среднетемпературных пластических сдвигов и, наконец, на уровне хрупких деформаций. Эти процессы сопровождались неоднократным выплавлением мантийных базальтовых магм. Первые порции магм внедрялись в область границы кора–мантия и кристаллизовались в виде пластовых интрузий габбро в условиях гранулитовой фации. Конечная история формирования разрывов отслаивания в условиях простого сдвига реставрируется по составу офиолитокластовых брекчий, а также по минеральным парагенезисам и структурам деформаций, сохранившимся в слагающих их обломках пород.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из фундаментальных проблем современной геологии связана с явлениями в литосфере, которые вызывают и сопровождают процесс рифтогенеза. Этот процесс приводит к разрушению суперконтинентов и разъединению крупных континентальных плит (например, к отделению Лавразийской плиты от Африканской, Северо-Американской от Евразийской, и т.п.), с чего, собственно, и начинаются циклы Вильсона, к дроблению пассивных окраин континентов и глубоким погружениям в континентальной литосфере. В настоящее время существуют две принципиально разные точки зрения на причины этих событий и сопровождающие их явления.

Согласно одной из них, причиной деструкции и глубоких погружений континентальной коры служат фазовые переходы на границе коры и мантии, возникающие в результате образования термального купола над поднимающимся мантийным диапиром. Подукты магматической дифференциации диапира кристаллизуются в виде габбро и преобразуются сначала в гранулиты, а затем в эклогиты. Более высокая плотность эклогитов по сравнению с веществом верхней мантии приводит к возникновению обратного градиента плотностей и далее к погружению эклогитов и образованию “провала” (депрессии) в континентальной коре. Растяжению коры в этой гипотезе отводится незначительная роль. В отечественной литературе начало ей было положено В.В. Белоусовым (идея базификации континентальной коры), а в дальнейшем эта точка зрения была поддержана А.Л. Яншиным и его учениками. Большой вклад в ее обоснование был сделан в работах

Е.В. Артюшкова и М.Э. Беэра и недавно подытожен в монографии первого из них [1]. Близких взглядов придерживается и А. Исмаил-Заде с соавторами [5].

По другой точке зрения главенствующей причиной внутриконтинентального рифтогенеза является растяжение, при котором происходит утонение континентальной коры либо в результате чистого сдвига (pure shearing, [3]), либо как следствие простого сдвига (simple shearing [48]). Последняя модель предполагает образование протяженной поверхности отслаивания (detachment fault или decollement). Считается, что автором этой гипотезы является Б. Вернике [48], который разработал ее на основе геологических и геофизических данных для провинции Долин и Хребтов.

Несколько позже было показано, что эта модель, с некоторыми изменениями, может быть применена и для распада пассивных окраин континентов [29] (рис. 1). Следует, однако, отметить, что, начиная с 1978 г., близкая точка зрения в отечественной литературе последовательно защищалась С.Н. Ивановым [3], а затем в ряде работ С.Н. Иванова и А.И. Русина, последняя из которых вышла совсем недавно [4]. Еще одним убежденным сторонником таких взглядов является В.Г. Казьмин [например, 6, 7]. Кроме того, механизм подобного рода предполагался уже в 1974 г. Э. Бонатти с соавторами для объяснения процессов, протекающих в Срединно-Атлантическом хребте [19], и одним из авторов данной работы для описания явлений, происходивших во время раскола Гондваны и образования Западного Тетиса [8].

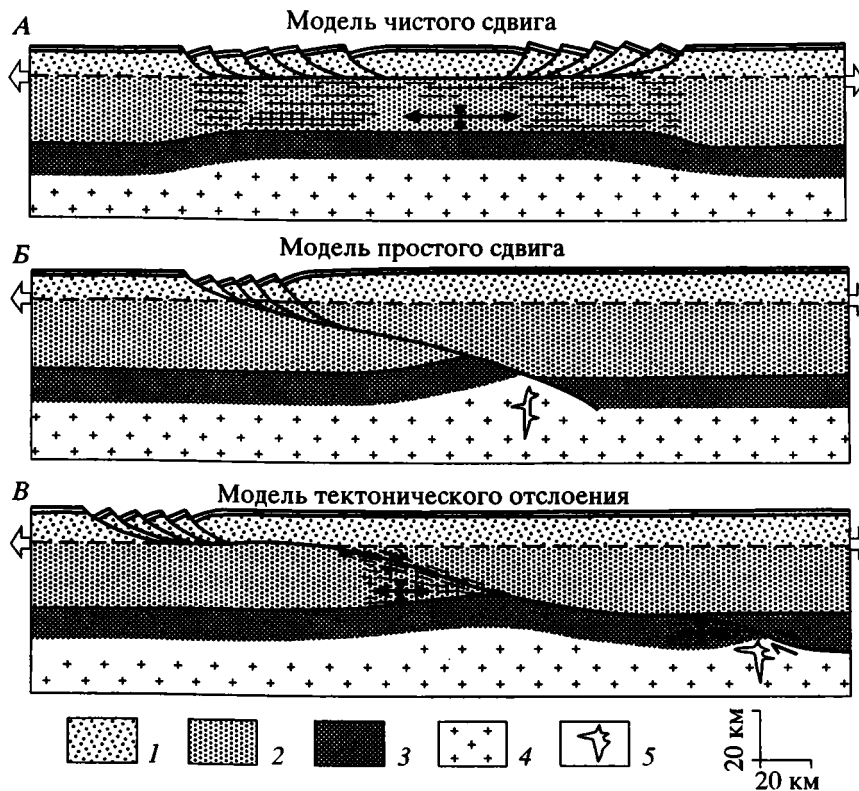


Рис. 1. Три модели растяжения континентальной литосферы (по [29]): А – чистого сдвига (pure shear [31]), Б – простого сдвига (simple shear [48]), В – тектонического отслоения (delamination [29]).

1–3 – литосфера: 1 – хрупкая верхняя кора, 2 – пластичная нижняя кора, 3 – верхняя мантия; 4 – астеносфера; 5 – магма. Модель В – близка к модели Б и отличается от нее лишь тем, что разрыв отслаивания (detachment fault) имеет в целом более пологий наклон и две почти горизонтальные площадки, одна из которых маркирует зону перехода от хрупких деформаций к пластичным, а вторая располагается вдоль поверхности Мохо.

По сути дела, эти две гипотезы имеют мало общего за исключением того, что как в той, так и в другой важная роль отводится мантийным диапирам, поднимающимся к подошве континентальной литосферы. Однако последствия этого трактуются с принципиально разных позиций.

Сделаем еще одно предварительное замечание. Гипотеза, придающая главное значение фазовым переходам (базификации, эклогитизации), не имеет прямых геологических доказательств. В первую очередь, это связано с тем, что в качестве примеров, иллюстрирующих “провалы” в коре, в ней рассматриваются обширные и глубокие осадочные бассейны, днища которых недоступны для прямых наблюдений и, что существенно, история формирования которых интерпретируется только на основе косвенных геофизических данных, т.е. неоднозначно.

В то же время, последовательность геологических событий, объединяемых в циклы Вильсона, хорошо расшифровывается в складчатых областях, где связанные с нею комплексы пород выведены на дневную поверхность и их история может быть прослежена, несмотря на определенные трудности, прямыми геологическими методами и

обоснована стратиграфическими данными и радиологическими датировками.

В этой связи основная цель данной работы состоит в том, чтобы дать возможный на сегодня синтез геологических фактов, раскрывающих последовательные стадии эксгумации мантийных и коровых пород в процессе рифтогенной деструкции континентов и их окраин. В качестве примеров будут рассмотрены район Галицийской банки в Атлантике и некоторые районы Альпийского пояса, где наиболее ярко, на наш взгляд, зафиксированы свидетельства процессов, происходивших в литосфере при расколе континентов и дроблении пассивной континентальной окраины Тетиса с последующим формированием океанических бассейнов.

РАЙОН ГАЛИЦИЙСКОЙ БАНКИ

Зона перехода от континента к океану, находящаяся к западу от Иберии, уже довольно длительное время обсуждается в литературе как классическая область развития структур, возникших при растяжении континентальной литосферы по модели простого сдвига. Драгировками, бурением, наблюдениями с обитаемых подводных

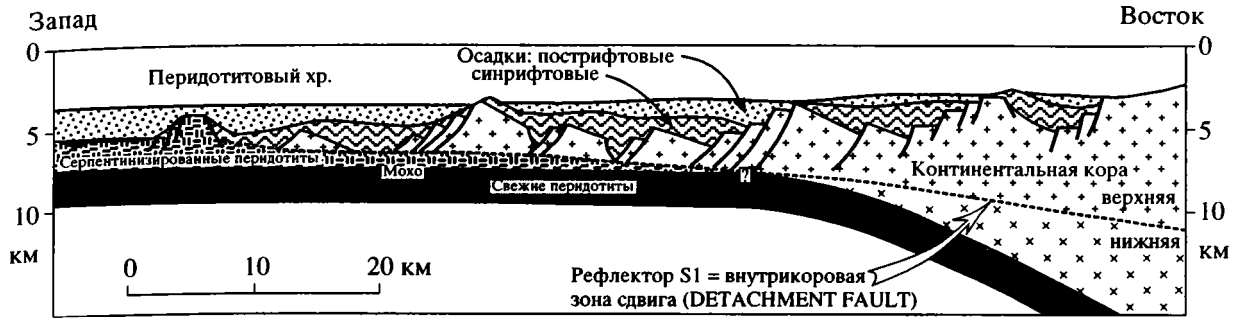


Рис. 2. Схематическая интерпретация строения галицийской окраины вдоль 42° с.ш. (по [18]).

аппаратов и геофизическими методами здесь наиболее детально исследован район Галицийской банки, позволяющий выявить ряд принципиально важных особенностей строения данной континентальной окраины и достаточно полно восстановить историю ее развития, начало которой относится к раннему мелу.

По данным последних тектонических обобщений [17, 18], основные черты строения иберийской окраины Атлантики заключаются в следующем. Граница между континентальной и океанической литосферой проходит здесь вдоль так называемого “перидотитового” хребта (рис. 2), который сложен в различной степени серпентинизированными плагиоклазовыми лерцолитами и гарцбургитами. С запада и севера породы хребта кроются альб-сеноманскими базальтовыми лавами, которые по всем геохимическим критериям относятся к толеитам срединно-океанических хребтов. По геофизическим данным отсюда начинается область океанской литосферы, тогда как к востоку от хребта фундамент осадочного чехла образован системой косонаклоненных блоков континентальной коры, разделенных листрическими поверхностями (см. рис. 2).

Для ультраосновных пород, слагающих Перидотитовый хребет, характерна милонитовая структура, которая, как полагают, возникла при пластических деформациях в условиях простого сдвига при постепенном понижении температуры (от 1000 и более до 850°C) и широком диапазоне давлений (1–8 кбар). Датирование син- и посткинematических коричневых амфиболов $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом показало, что сдвиговые деформации имеют синрифтовый возраст (122 млн. лет – баррем), а более поздняя серпентинизация и вскрытие мантийных пород произошли перед началом спрединга, которое датируется возрастом в 114 млн. лет (апт).

На вершине Перидотитового хребта обнаружен “пласт” хлоритовых сланцев мощностью в 100–150 м. Эти породы считаются результатом ретроградного метаморфизма и милонитизации габбро в условиях зеленосланцевой фации. Возраст их магматических протолитов, определенный по цирконам, равен 122 млн. лет, и внедрение габбровых интрузий соответственно относится к

синрифтовой стадии. Хлоритовые сланцы соседствуют с низкотемпературными ультрамилонитами и катакластитами.

Восточный склон хребта сложен поразительной тектонической брекчией, которая состоит из преобладающих обломков серпентинизированных перидотитов, перемешанных с менее распространенными глыбами гнейсов и гранитов явно континентального происхождения. Мощность слоя брекчий около 100 м. По соседству с ним найдены блоки гиперстенсодержащих гранулитов архейского (?) возраста, которые, возможно, являются еще одним компонентом этих тектонических образований. Кроме того, гранулиты данного типа, давно известные в северной части иберийского побережья, были обнаружены и в драгированных образцах конгломератов альбского возраста. Исследователи брекчий [18, с. 25] классифицируют их как “милонит растяжения, возникший на поздней рифтовой стадии вдоль поверхности отслаивания (detachement fault) между верхней и нижней плитами континентальной литосферы перед окончательным ее разрывом”. На геофизических профилях этой поверхности отвечает четкий и протяженный рефлектор S₁, который полого погружается под континентальную окраину и ограничивает снизу разбитые листрическими разломами и повернутые коровые блоки (см. рис. 2).

Как будет видно из дальнейшего, выявленные особенности строения и специфические комплексы пород района Галицийской банки имеют первостепенное значение для интерпретации тектонической эволюции мезозойского Тетиса, зафиксированной в офиолитах Альпийской складчатой области.

ЗАПАДНАЯ (ЕВРОПЕЙСКАЯ) ЧАСТЬ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что уже в пермское и триасовое время признаки процессов рифтогенеза проявились в западной части Альпийского пояса. В результате их к концу юры между Лавразией и Гондваной возник узкий субширотный бассейн с литосферой океанического типа (Лигурийский или Лигурийско-Пьемонтский океан). Явления, сопровождавшие распад Пангеи, и

их последовательность достаточно ясно восстанавливаются по комплексам пород этого океана и его континентального обрамления.

Ранние стадии возникновения и становления океанической литосферы в данном регионе, начиная с начальных этапов рифтогенеза до момента выведения мантийных пород на дно бассейна, оказались достаточно полно запечатленными в Северных Апеннинах и Альпах. Выявляемый здесь общий сценарий событий показывает, что при заложении западной ветви Тетиса, отделившей Лавразию от Африканской плиты, от последней был отколот крупный блок сиалической коры (микроконтинент Адрия), кинематическая история которого была впоследствии относительно независимой [15]. Офиолиты описываемой области представляют собой реликты литосферы Лигурийско-Пьемонтского бассейна Тетиса, шарьированные на окраину Адрии в позднем мелу – эоцене во время коллизии этого микроконтинента с Евразией. Постколлизийные тектонические события привели к дальнейшему усложнению структуры возникшего покровно-складчатого сооружения Лигуриды [15, 37], где после работ Г. Штейнманна в начале нынешнего столетия собственно и возник термин “офиолит”. Их современная структура четко подразделяется на Внутренние и Внешние Лигуриды, в пределах которых аллохтонные комплексы офиолитов находятся в разной структурной позиции и в различных ассоциациях с другими комплексами пород.

Внутренние Лигуриды. Здесь офиолиты залегают в основании тектонического покрова, разрез которого известен под названием супергруппы Вара. В его пределах офиолиты кроются толщей осадочных образований верхней юры – эоцена, относимых к седиментационному заполнению океанического бассейна.

Разрез офиолитов Внутренних Лигурид весьма своеобразен и состоит как бы из двух частей. В нижнюю часть входят лерцолиты и габбро, а верхняя представлена базальтами, офиолитокластовыми брекчиями и пелагическими осадками келловея – верхней юры. Эти две части офиолитовой серии разделены горизонтом специфических брекчий, давно известных в литературе под названием офикальциты (рис. 3). Для целей данной статьи особенно интересна нижняя часть этого разреза и характер ее контакта с вулканитами и осадками.

В современной структуре Внутренних Лигурид крупные массивы ультраосновных пород образуют мозаику блоков, разделенных серпентинитовыми милонитами, которые классифицируются как образования сдвиговых зон альпийского возраста [36, 46]. Вне этих зон тела лерцолитов сохранили первичные мантийные текстуры и минеральные ансамбли. В геохимическом отношении лерцолиты заметно деплетированы и рассматриваются как реститовая фракция астеносферной мантии после выплавления из нее базальтовой магмы с характеристиками MORB. Изотопные

параметры Sr и Nd в клинопироксенах из лерцолитов позволили рассчитать их модельный возраст, и, согласно этим расчетам, деплетирование произошло в ранней перми 273 [40] или 290 млн. лет назад [35].

В период, предшествовавший выведению лерцолитов на дно бассейна, они испытали как минимум три фазы деформаций, устанавливаемых по взаимоотношениям сдвиговых (shear) зон и их минеральным парагенезисам [36, 46]. Зоны первой генерации, имеющие ширину до нескольких километров, сложены порфирукластовыми шпинелевыми лерцолитами с тектонитовой и милонитовой рассланцовкой. Составы минеральных ассоциаций в этих зонах позволяют выявить серию метаморфических трансформаций от шпинелевой (10–20 кбар, 1000–1100°C) к плагиоклазовой (<10 кбар, 900–1000°C) фациям [35].

Зоны второй генерации сложены плагиоклазовообманковыми и хлоритсодержащими милонитами. Они секут высокотемпературные зоны первой генерации, а ширина их достигает нескольких сотен метров [46]. В свою очередь, зоны первой и второй генерации секутся зонами серпентинитовых милонитов.

Выявленная последовательность формирования сдвиговых зон показывает, что P–T условия деформаций постепенно менялись от высокотемпературных мантийных до низкотемпературных коровых и выведение мантийных пород к поверхности началось в обстановке высокотемпературного пластического течения и растяжения. Последнее условие доказано петроструктурными исследованиями самих зон и их взаимоотношений с дайками базальтов и габбро [35, 46]. Образование последней генерации зон серпентинитовых милонитов протекало тоже в условиях растяжения, но уже на уровне хрупких деформаций в коре. Оно предшествовало и сопровождалось серпентинизацией пород [44].

К этому следует добавить, что подъем мантийных масс происходил параллельно с выплавлением базальтовых расплавов, кристаллизовавшихся в виде габбро, которые тоже несут следы высокотемпературного преобразования, превращаясь в зонах сдвига во флазер-габбро [20–22, 25, 35, 44]. По ряду признаков эпизоды выплавления магм были неоднократными, и ниже мы еще вернемся к этому вопросу.

В середине юры перидотиты и габбро были выведены на дно Лигурийско-Пьемонтского бассейна. Вместе с ними оказались вскрытыми очень своеобразные брекчии, располагающиеся в кровле серпентинитов и габбро и описанные в работах нескольких поколений геологов.

Брекчии, находящиеся в кровле перидотитов, носят название офикальцитов или брекчий Леванто (см. рис. 3) и состоят почти на 100% из обломков серпентинизированных лерцолитов, пронизанных сетью разновозрастных трещин, которые заполнены кальцитом нескольких генераций.

Мощность этих брекчий, сверху перекрытых базальтами или верхнеюрскими радиоляритами, достигает 50 м. Вниз по разрезу офиоальциты постепенно сменяются массивными серпентинизированными лерцолитами. На первый взгляд может показаться, что брекчии были сформированы *in situ*, однако присутствие многочисленных зеркал скольжения между обломками и наличие фрагментов даек габброидов заставляет предполагать вторичное перемешивание кластического материала во время тектонической транспортировки. Следует отметить, что кластика лерцолитов возникла в условиях хрупких деформаций, тогда как обломки габбро несут следы высокотемпературного пластического течения [44], что указывает на транспортировку последних с больших глубин и на перемешивание с серпентинитами на более высоких уровнях.

Пластические деформации в габбро возникли в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [20, 21] и явно предшествовали хрупким деформациям. Порядок последних, обоснованный детальным полевым, микроскопическим, микроструктурным и катодоллюминисцентным анализом, приведен в работах [44, 45]. Эти авторы выделяют несколько этапов хрупких деформаций (рис. 4), последовательно накладывавшихся один на другой во времени при снижающемся давлении флюида.

Сделанный вывод о постоянном сочетании сдвиговой компоненты и растяжения при формировании трещин приводит к предположению, что брекчии Леванто образовывались вдоль поверхности отслаивания (*detachement fault*), по которой верхняя (коровая) часть литосферы была сдвинута (сдвинута) с кровли поднимающегося мантийного диапира [44]. Эта же поверхность служила проводником гидротермальных растворов, из которых и был отложен кальцит, заполнивший трещины растяжения [45].

В конце концов породы мантийного диапира и брекчии были выведены на дно морского бассейна, где открытые трещины были заполнены карбонатным илом. В дальнейшем, в поздней юре, эти брекчии неоднократно подвергались седиментационному переотложению (брекчии Фрамура, см. рис. 3 и 4).

Остается добавить, что хрупкие деформации в зоне отслаивания испытывали не только перидотиты, но и габбро. Это следует из наблюдений, согласно которым массивные габбро со следами пластических деформаций (флазер-габбро) местами переходят вверх по разрезу в брекчированное, сильно рассланцованное габбро, которое, в свою очередь, переходит в осадочную брекчию мощностью до 5 м, содержащую обломки сильно рассланцованных милонитовых габбро и базальтов [44].

По наблюдением одного из нас [9] базальты представляют собой фрагменты свежих долеритовых даек. При этом иногда видно, что дайки такого же состава секут брекчии и имеют закалочные контакты с ними, указывая на одновременность брекчирования пород и внедрения даек, в результате че-

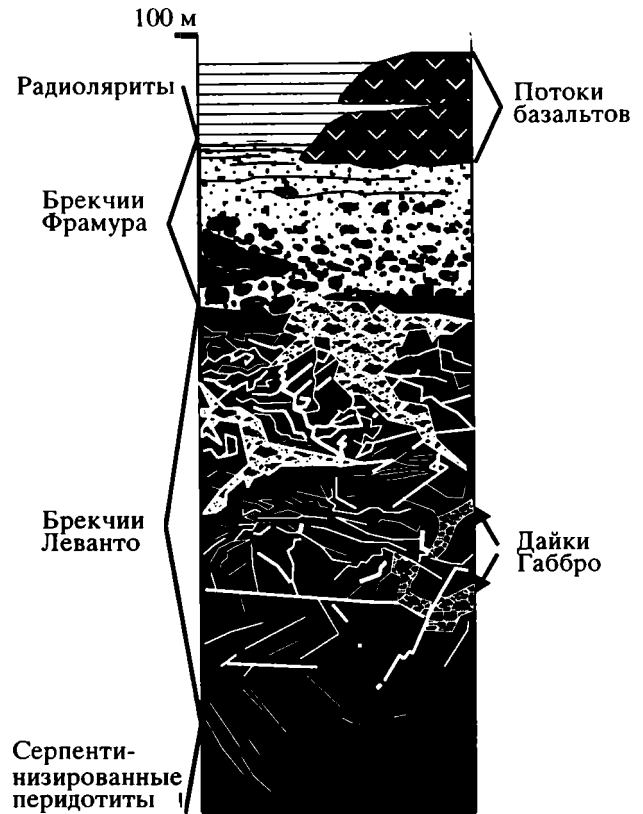


Рис. 3. Генерализованная стратиграфическая колонка офиоальцитов в районе Леванто, иллюстрирующая характер переходов от массивных серпентинитов к брекчиям Леванто (раздробленные серпентиниты с кальцитовыми прожилками и жилами), затем к осадочным брекчиям Фрамура и далее к пелагическим осадкам с потоками базальтовых лав (по [44]).

го ранние генерации последних были раздроблены и перемешаны с обломками габбро, а более поздние сохранили свою интрузивную форму. Тектоническая природа перемешивания в этих брекчиях подчеркивается соседством обломков габброидов самого разного типа (кумулятивных, изотропных, пегматоидных), в том числе и флазер-габбро.

Внешние Лигуриды. Если в офиолитах Внутренних Лигурид можно достаточно полно прочитать историю подъема диапира из глубин мантии до поверхности дна морского бассейна, то комплексы пород Внешних Лигурид позволяют восстановить тип корового разреза, в который внедрялся этот диапир, а также трансформацию пород этого разреза и мантийных лерцолитов в процессе их эксгумации.

В пределах Внешних Лигурид фрагменты офиолитового разреза (лерцолиты, океанические базальты и пелагические осадки) совместно с породами континентальной коры присутствуют в виде олистоплак, олистолитов и обломков в полимиктовых брекчиях олистостромовой серии Казано-

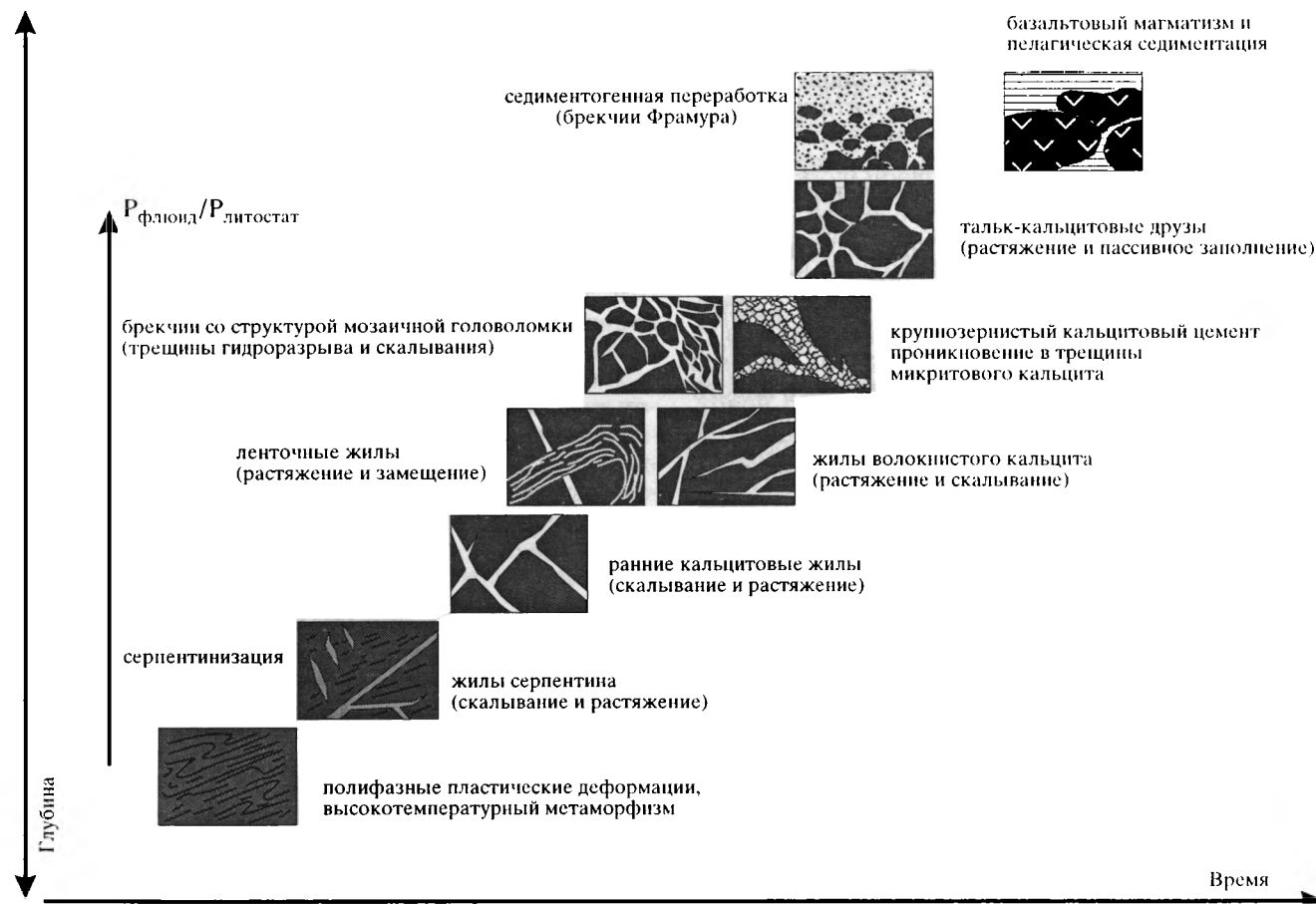


Рис. 4. Временная и глубинная последовательность деформаций, проявленных в офиоалитах (по [44]).

ва [30, 32] сеноман-туронского возраста. Фрагменты офиолитовых пород обычно преобладают, но местами и породы континентальной коры играют значительную роль в составе олистостромов [32], и в данном случае важно, что они сосуществуют с фрагментами шпинелевых лерцолитов и пироксенитов, а также известняков в пределах одного и того же пласта брекчий.

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 мантии Внешних Лигурид (Адрии) в условиях шпинелевой фации глубинности при температуре < 1000°C [35]. Как и во Внутренних Лигуридах, в лерцолитах Внешних Лигурид запечатлена более поздняя последовательность переходов от шпинелевых к плагиоклазовым и далее к амфиболсодержащим минеральным ассоциациям, на которые наложена серпентинизация (таблица).

Эти накладывающиеся один на другой метаморфические процессы происходили в почти субсолидусной декомпрессионной обстановке, сна-

чала в мантийных глубинах литосферы, а затем во все более высоких ее уровнях, и в конце концов завершились при обнажении мантийных пород на дне краевой части Лигурийско-Пьемонтского бассейна [35].

Породы континентальной коры представлены в брекчиях как верхнекоровыми, так и нижнекоровыми образованиями. Среди первых отмечены позднегерцинские гранитоиды, варьирующие по составу от нормальных гранитов до гранодиоритов и тоналитов [32]. Блоки этих пород слагают олистолиты и олистоплаки размером от нескольких десятков метров до километра в поперечнике. Граниты секутся дайками базальтового состава, которые являлись подводными каналами для потоков базальтовых лав, лежащих прямо на гранитах и аналогичных по составу и возрасту базальтам офиолитового комплекса Внутренних Лигурид [32].

Верхнекоровые герцинские граниты охвачены крупными полифазными деформациями, в результате которых в них возникли пологие разрывы и более поздние крутые разрывные нарушения. В одном из обнажений удалось наблюдать, что граниты перекрыты гранитной дресвой, которая, в свою очередь, кроется верхнеюрскими

Обстановка, характер и возраст деформаций мантийных и коровых пород в Лигурийских Альпах

Режим	Деформации	Возраст	Внутренние Лигуриды		Внешние Лигуриды		Зона Ивреа-Вербано
					Мантийные породы	Коровые породы	
км 0 4-5 ~25	Хрупкие	J ₃	Перекрытие мантийных и коровых комплексов базальтами и/или радиоляритами				161 млн. лет 208
		J ₂₋₃	Формирование офикальцитовых брекчий, серпентинитовых милонитов, а также внедрение диабазовых даек и небольших массивов габбро параллельно с образованием сдвигов в низкотемпературных условиях	Формирование серпентинитовых милонитов, внедрение диабазовых даек параллельно с образованием сдвигов в низкотемпературных условиях	Полифазные хрупкие деформации		
		T	Формирование амфиболсодержащих минеральных ассоциаций параллельно с образованием сдвигов в среднетемпературных условиях				
	Пластические	P		Формирование амфиболсодержащих минеральных ассоциаций параллельно с образованием сдвигов в среднетемпературных условиях		228 млн.лет	
			Формирование сдвигов в высокотемпературных условиях сначала шпинелевой, а затем плагиоклазовой фаций глубинности	Формирование сдвигов в условиях гранулитовой фации глубинности			
			Этап деплетирования (290-270 млн. лет)	Этап деплетирования отсутствует	Формирование габброидных интрузий и их кристаллизация в условиях гранулитовой фации вблизи границы кора-мантия. Контаминация породы коры		290

Примечание. Следует обратить внимание, что в породах зоны Ивреа-Вербано проявлен только самый ранний этап пластических деформаций, а более поздние деформации рассматриваемого временного интервала отсутствуют.

радиоляритами [32], и, таким образом, обе фазы хрупких деформаций предшествовали отложению радиоляритов.

Породы нижней коры представлены в брекчиях как кислыми, так и основными гранулитами. Кислые гранулиты состоят из кварца, мезоперти-та и граната с пироповой составляющей до 40% мол., а также содержат, хотя и не всегда, акцессорные рутил, циркон и монацит. Протолитом кислых гранулитов, по всей видимости, являлись осадочные породы. По составу эти породы близки метаморфитам кинцитовой серии Альп, о которой речь пойдет ниже.

Среди основных гранулитов, которые преобладают в составе олистострома, выделяются четыре типа пород: двупироксеновые гранулиты, оливни-вые коронитовые метагаббро, амфиболовые метагаббро, гранатовые гранулиты. Широко распространены также амфиболиты, возникшие по гранули-там в результате ретроградного метаморфизма.

Изверженными протолитами основных грану-литов являются кумулятивные габбро, возник-шие в нижней коре и состоявшие из плагиоклазов и высокоглиноземистых пироксенов с примесью оливина и амфибола [32]. Среди этих пород опи-саны габбро-нориты и оливниновые габбро-нори-ты с высокоглиноземистой шпинелью, а также троктолиты, анортозиты и железо-титанистые

габбро-нориты [30]. Все эти породы рассмат-риваются как производные толеитовой магмы, кри-сталлизовавшейся в условиях гранулитовой фации глубинности. Считается [32], что условия субсо-лидусного равновесия достигались при относи-тельно высоких давлениях (7-8 кбар) и темпера-турах (750-780°C) и что родоначальная магма бы-ла слега обогащена LREE за счет контаминации коровым веществом, как это следует из данных по содержаниям редких элементов в "первичных" клинопироксенах и плагиоклазах.

В большинстве своем гранулиты претерпели ретроградный метаморфизм в диапазоне условий от высоких ступеней амфиболитовой до зеленос-ланцевой фаций, в ходе которого пластические деформации сменились хрупкими. В большинстве пород выделяются следующие фазы деформаций (см. таблицу), накладывающиеся одна на другую:

1. Высокотемпературные пластические де-формации (± рекристаллизация), возникшие в ус-ловиях как гранулитовой фации, так и высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма в дискретных сдвиговых (shear) зонах. Они развива-лись параллельно с образованием парагенезиса гастингсит + ильменит (по клинопироксену) + Ти-паргасит + зеленая шпинель в амфиболитах. По данным гастингситового геотермометра, темпе-ратурные условия деформаций менялись от 700 до 600°C [32].

2. Низкотемпературные хрупкие деформации и параллельное развитие ретроградной ассоциации минералов при переходе от условий амфиболитовой к зеленосланцевой фации. При этом самые низкие температуры (ниже 300°C) устанавливаются по присутствию пумпеллита и актинолита в гранулитовых катакластитах [30].

Минимальная глубина формирования катакластических деформаций в гранулитах (так же, как и в верхнекоровых гранитах) отвечает 4–5 км, что установлено по присутствию связанных с ними пренита и серицита, образовавшегося по полевошпату вместо каолинита [32].

Таким образом, сложная история ретроградного метаморфизма и деформаций в основных гранулитах указывает на то, что во время постепенного поднятия с глубин, соответствующих давлениям 7–8 кбар, эти породы испытывали преобразования сначала в высокотемпературных, затем в низкотемпературных сдвиговых зонах.

Изотопно-геохимические исследования недеформированных габбро [32] позволяют оценить время их формирования в 291 ± 9 млн лет (Sm/Nd метод по плагиоклазам, пироксенам и валовой пробе породы), т.е. на границе карбона и перми. Далее, по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода титанистый паргасит из деформированных габбро имеет возраст 228 ± 2 млн лет, что интерпретируется уже как результат поднятия и остывания пород в связи с растяжением и утонением коры в среднем–позднем триасе [32]. Считается, что этот последний возраст маркирует верхнюю границу времени образования высокотемпературных ($T > 600^\circ\text{C}$) сдвиговых зон в гранулитах и амфиболитах и нижний рубеж деформаций катакластического типа ($T < 450^\circ\text{C}$), проявленных и в гранулитах, и в гранитоидах.

Следует добавить, что габброиды того же возраста известны и в других районах Западных и Центральных Альп. Это габбро Маттергорна–Колоне и расслоенный комплекс зоны Ивреа–Вербано [35]. Очевидно, в группу рассматриваемых образований можно включить и несколько более молодые (поздняя пермь) габбро Федоз из покрова Маленко-Форно [33], которые сохранили первичные интрузивные контакты и с мантийными перидотитами, и с коровыми гранатовыми гранулитами и, стало быть, кристаллизовались у границы континентальной коры с мантией.

Дальнейшая цепь магматических событий, связанных с мантийным “апвеллингом”, очевидно, иллюстрируется габброидами массива Сандало из Верхнеальпийских покровов [24]. Абсолютный возраст этих пород, которые с горячими контактами интрузируют метапелиты окраины Адрия, отвечает анизию (240 млн лет). Кроме того, в Лигурии присутствуют и более молодые среднеюрские габбро [35], которые прорывают низкотемпературные серпентинитовые милониты массива Волтри и, соответственно, внедрялись уже в верхнекоровых условиях [46].

Таким образом, в Лигуридах удается наблюдать целую серию эпизодов магматической активности, которая была связана с подъемом мантийного диапира и началась еще до разрыва континентальной коры. Имеющиеся сейчас данные по петрологии и абсолютным возрастам пород позволяют оценить, конечно, весьма приблизительно, скорость эксгумации мантийных и коровых пород Внутренних и Внешних Лигурид.

Можно допустить, что начало этого процесса, связанного с подъемом мантийного диапира, отвечает времени внедрения первых порций мантийных расплавов в верхи подконтинентальной литосферы и низы континентальной коры. В рассматриваемом случае ранние габбро Внешних Лигурид (290–273 млн лет) синхронны с эпизодом деплегирования мантийных лерцолитов во Внутренних Лигуридах, модельный возраст которого независимо оценивается в те же 290 млн лет по Sm-Nd изотопным данным. Это совпадение вряд ли случайно, и начало подъема диапира в ранней перми можно принять как достаточно обоснованное. Время выведения мантийных пород на дно раскрявшегося бассейна определяется однозначно по прямым геологическим данным и относится к концу средней юры (150 млн лет). Тогда общая продолжительность процесса равна 140 млн лет, и при начальной глубине в 24–25 км (8 кбар), отвечающей кристаллизации габбро в условиях гранулитовой фации, средняя скорость подъема мантийных и коровых пород составит ~ 0.02 см/год. При всей условности этого расчета полученный результат показывает, что скорость выведения пород к поверхности была удивительно низкой и почти на два порядка ниже тех скоростей раздвижения океанских плит, которые считаются характерными для процессов медленного спрединга в современной системе срединно-океанических хребтов.

Зона Ивреа–Вербано. Итак, материал по Внутренним и Внешним Лигуридам позволяет предполагать, что в пермское время подъем мантийного диапира породил внедрение базальтовой магмы, которая кристаллизовалась при P–T условиях нижней коры в магматической камере, располагавшейся среди кислых гранулитов микроконтинента Адрия. К концу юры все эти породы были выведены на поверхность дна Лигурийско-Пьемонтского океанического бассейна. Важно подчеркнуть, что картина этих событий основана на результатах изучения тектонических покровов Лигурид и на интерпретации петролого-геохимических данных для слагающих их пород.

Дополнительный свет на эти события проливают данные по зоне Ивреа–Вербано, породы которой не входят в составе литосферы Лигурийско-Пьемонтского океана и были выведены на верхнекоровый уровень лишь в конце позднего мела – начале палеогена вдоль глубинного надвига. Судя по гравиметрическим и сейсмическим данным, в современной структуре этот надвиг

сначала круто погружается, а затем выполаживается и залегает почти горизонтально под долиной р. По на глубинах от 20 до 30 км [16, 34].

Зона Ивреа–Вербано сложена, главным образом, двумя типами пород. Во-первых, это так называемые породы кинцигитовой формации, состоящей из метаморфизованных сланцев, граувакк, кварцевых песчаников и известняков, разрез которых включает силы (или лавовые потоки) основного состава (здесь и далее описание по [38, 39]). На юго-востоке зоны эти породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а на северо-западе – гранулитовой.

Второй тип представлен породами, выделенными в Мафический комплекс. Он сложен мощной серией (8 км) стратифицированных пород (от ультраосновных кумулятов, норитов и габбро-норитов до диоритов), отдельные члены которой не занимают постоянного места в разрезе. Подчеркивается, что все эти породы, по существу, являются гранулитами и имеют типичную для них гранобластовую структуру. Наличие гранатовых и пироксен-шпинелевых корон между оливинами и плагиоклазами показывает, что габброиды Мафического комплекса формировались при субсолидусной кристаллизации в условиях давлений, отвечающих глубинам в 18–25 км. Возраст пород, определенный по цирконам, отвечает 290–250 млн. лет.

Кумуляты были охвачены деформациями в обстановке растяжения еще тогда, когда они содержали интерстиционный расплав. Как считают исследователи этих пород [38, с. 21.599], “широкомасштабная пластическая деформация комплекса и перемещение кумулятов вниз и за пределы магматического очага являются следствием тектонического растяжения”, в результате чего в нижней коре формировались крупные пластовые тела габбро.

Последний вывод основан на присутствии внутри пород Мафического комплекса протяженных “перегородок” (септ), сложенных гранулитами кинцигитовой формации. Во многих случаях породы септ подвергаются переплавлению и дают начало чарнокитам.

Активное взаимодействие внедрявшихся магм с породами нижней коры устанавливается и вдоль контактов пород Мафического комплекса с их кинцигитовым обрамлением. На это, в частности, указывает изотопный состав пород комплекса, которые, согласно проведенным оценкам, на 25–40% состоят из ассимилированного корового материала [47].

Таким образом, породы зоны Ивреа–Вербано и их соотношения являются наглядным примером магматического “подслаивания” (underplating) континентальной коры в области ее деламинации от верхней мантии [29]. Такого рода примеры обсуждались и в отечественной литературе [12].

Отметим еще два обстоятельства. Первое связано с тем, что породы зоны Ивреа–Вербано содержат линзы шпинелевых лерцолитов. Такие линзы залегают и внутри Мафического комплек-

са, и среди кинцигитов. Они рассматриваются как отторженцы либо края мантийного диапира [42], либо того верхнемантийного основания, вдоль границы которого с нижней корой (раздел Мохо) и были внедрены породы Мафического комплекса [14]. Недавно была высказана еще одна точка зрения, согласно которой в пермское время его породы интродировали реликты нижнепалеозойской аккреционной призмы, возникшей в зоне субдукции, где перидотиты были сплюснуты с осадками, превращенными затем в метаморфиты кинцигитовой формации [39].

Второе обстоятельство заключается в том, что в зоне Ивреа–Вербано слабо выражены накладываются одна на другую ретроградные сдвиговые деформации, столь характерные для мантийных и нижнекоровых образований Лигуриды. Во всяком случае, развитые здесь высокотемпературные пластические деформации не изменили аркоподобную в плане внутреннюю структуру зоны, которая возникла еще в перми и сохранилась при выведении в верхние горизонты земной коры [38]. Этот последний этап устанавливается по присутствию жил и тел псевдотахилитов, возникших в области хрупких деформаций [43]. Псевдотахилиты распространены преимущественно вдоль Инсубрийской линии, т.е. вблизи подошвы глубинного надвига, ограничивающего с запада и севера зону Ивреа–Вербано.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА (КИПР И МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Кипр. В современной структуре Кипра позднемеловые офиолиты массива Троодос тектонически перекрыты покровной системой более древних пород комплекса Мамония [28]. По результатам наших исследований [11, 14], породы этого комплекса характеризуют переход от рифтогенной к океанической стадии развития океанического бассейна, возникшего в результате раскола гондванской окраины, и подразделяются на два покрова, нижний из которых представляет собой пакет тектонических чешуй, сложенных вулканогенно-осадочными толщами группы Диаризос (поздний триас–неоком) и разделенных зонами серпентинитового меланжа. Этот покров, непосредственно лежащий на верхних пиллоу-лавах Троодоса и бентонитовых глинах формации Каннавью (кампан–маастрихт), сверху перекрыт покровом осадочных пород группы Айос Фотиос (карний–норий по альб–сенман включительно), отвечающих фациям пассивной континентальной окраины.

Кроме блоков перидотитов и габбро, в зонах серпентинитового меланжа были обнаружены обравки пластов калькаренитов и кальцилютитов с зернами хромита и серпентина, тела бесцементных серпентинитовых брекчий и один блок серпентинизированного гарцбургита, у которого

сохранился первичный контакт с трехметровым горизонтом типичных офикальцитов.

Перекристаллизованный карбонатный матрикс офикальцитов содержит реликты радиоларий плохой сохранности, позволяющих предполагать посттриасовый возраст пород и указывающих на первично осадочную природу их цемента. Это вместе с признаками седиментогенной переработки вещества бесцементных серпентинитовых брекчий позволяет сделать вывод, что в данном случае, как и в Лигурии, процесс раскола континентальной литосферы завершился выведением глубинных мантийных пород непосредственно на поверхность дна возникшего океанического бассейна.

Малый Кавказ. Породы офиолитового комплекса Малого Кавказа были шарьированы на активную окраину Евразии в середине коньякского века [10]. Мантийная часть их разреза сложена тектонизированными лерцолитами и гарцбургитами [13], выше которых располагаются поздне триасовые (220 млн. лет [2, 49]) кумулятивные и изотропные габбро, обнаруживающие, как и в Лигурии, признаки контаминации коровым веществом [2]. Так же, как и в Лигурии, верхняя часть этого офиолитового разреза сложена вулканогенно-осадочной серией, однако возрастной интервал ее (поздний триас – сеноман) здесь значительно шире [27].

В кровле серпентинизированных перидотитов присутствуют типичные офикальциты [8], однако особо интересен горизонт полимиктовых брекчий, перекрывающих не только серпентиниты, но и габброиды и отделяющих эту часть разреза от вулканогенно-осадочных комплексов. Подробное описание этих брекчий было дано ранее [9, 26], и здесь мы подчеркнем лишь некоторые особенности их состава.

Обсуждаемые образования преимущественно состоят из обломков габбро и диабазов, крупные блоки которых погружены в щебенку тех же пород, сцементированную их микроскопическим детритом и мелкими фрагментами минеральных зерен. Все обломки несортированы, неокатаны и придают породам обвальный облик. Обломки габброидов весьма разнообразны по составу, и часть из них по текстурно-структурным особенностям отвечает флазер-габбро.

Горизонт брекчий, мощность которого достигает 100 м, прорван дайками диабаз-долеритов, переходящими в силлы и массивные покровы базальтов. Дайки ничем не отличаются по составу от обломков диабазов в брекчиях. Это дает основание предполагать, что в данном случае, так же, как в Лигурии, внедрение даек происходило параллельно с брекчированием пород.

В то же время брекчии Малого Кавказа заметно отличаются от Лигурийских тем, что в отдельных разрезах значительная часть их обломочного материала представлена очень разнообразными по составу породами верхних горизонтов континентальной коры. В частности, это остроуголь-

ные обломки мраморов и мраморизованных известняков, слагающие иногда до 50% объема брекчий и погруженные в обломочный матрикс габбро и диабазов, а также глыбы и обломки зеленых сланцев, протолитами которых являются осадочные породы. Кроме того, горизонт брекчий включает отдельные линзы граувакк с хорошо окатанными плоскими гальками тех же мраморов, кварцевых порфиров и андрадитовых скарнов.

В некоторых разрезах брекчии перекрыты пачками норийско-тоарских осадочных пород. Прослой граувакк внутри этих пачек содержат зерна кварца, альбита, мусковита, биотита, циркона, а также обломки кремней, серпентинитов, афировых базальтов, известняков и кварцевослюдяных сланцев.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Переходя к обсуждению рассмотренных в работе материалов, мы хотели бы прежде всего подчеркнуть, что они характеризуют развитие лишь одного из типов внутриконтинентального и окраино-континентального рифтогенеза. Неоднородность строения рифтогенных структур и, соответственно, механизмов их формирования [6] сейчас не вызывает никаких сомнений. Кроме того, вполне вероятно, что крупные и глубокие впадины внутри континентов (Панонская, Западно-Сибирская и др.), а также некоторые окраино-континентальные депрессии (например, Мексиканский залив или Северное море) могли формироваться по своим особым сценариям, в которых ведущая роль могла принадлежать иным факторам и процессам, в том числе, может быть, и фазовым переходам в породах основания континентальной коры.

Что же касается конкретных примеров, рассмотренных в статье, то они показывают, что в разных областях Альпийской складчатой области среди пород офиолитовых ассоциаций и ассоциирующих с ними в пространстве коровых образований сохранились геологические доказательства, позволяющие восстановить историю выведения верхнемантийных и коровых пород на поверхность дна океанических бассейнов и их окраин, возникавших при расколе континентов. Особенно яркие свидетельства этих процессов наблюдаются в Лигурии, где они начинались на глубине порядка 25 км и завершились формированием Лигурийско-Пьемонтского бассейна, дно которого в конце средней юры располагалось ниже уровня карбонатной компенсации, т.е. на глубине около 2.5 км.

Очевидно также, что эти процессы развивались непрерывно и длительно (около 140 млн. лет в пределах Лигурид) и были характерными не только для западных, но и для восточных районов (Кипр, Кавказ) Альпийского пояса. При этом характер и этапность деформаций, зафиксированных в породах коры и мантии, наилучшим образом объясняются моделью растяжения континентальной литосферы по механизму простого

сдвига [29, 48], в результате чего, как принято считать [18, 29 и др.], возникают сегменты океанических бассейнов с континентальными окраинами асимметричного типа. Современными примерами таких окраин являются обсуждавшийся здесь район Галицийской банки и противоположная ему окраина Ньюфаундлендского бассейна Атлантики (отвечающие, соответственно, верхней и нижней плитам по модели [29], см. рис. 1).

Согласно существующим представлениям [6, 7, 29, 36, 37, 48 и др.], первопричиной утонения континентальной литосферы, возникновения в ней разрыва отслаивания и эксгумации глубинных пород вдоль зоны сдвиговых нарушений является подъем мантийного диапира. Индикаторами подъема и термальной активности мантии являются неоднократные инъекции базальтовой магмы, которые проникают в разные горизонты континентальной коры и после окончательного ее разрыва дают начало магматизму спрединговой стадии. Этой стадии предшествует этап формирования разрозненных роев базальтовых даек и локальных излияний лав на дно бассейна (Лигуриды, Малый Кавказ).

В зоне Ивреа–Вербано первые порции мантийных магм, вероятно, внедрялись в зону тектонического отслаивания вдоль или вблизи границы Мохо, где они кристаллизовались в условиях гранулитовой фации глубинности [41], таким образом наращивая снизу (*underplating*) континентальную кору. Предположение о существовании здесь аккреционной призмы раннепалеозойского возраста [39] представляется нам труднодоказуемым, так как признаки, указывающие на развитие соответствующей по времени зоны субдукции, здесь совершенно не известны. Как отмечалось, протолитами пород кинцигитовой серии зоны Ивреа–Вербано были продукты размыва коры сиалического типа, среди которых полностью отсутствуют какие-либо следы кластики ультраосновного состава. Поэтому можно предполагать, что контакт пород кинцигитовой серии с присутствующими здесь мантийными лерцолитами тектонический и породы Мафического комплекса внедрились в область этого контакта. Если это так, то граница Мохо в зоне Ивреа–Вербано имела тектоническую природу и возникла еще в допермское время.

Представляется ясным, что крупные пластовые тела гранулитов в низках коры возникли в ранней перми и анализ пермского и более поздних этапов осадконакопления в пределах южного обрамления Европы и внутри микроконтинента Адрия позволяет кратко охарактеризовать реакцию поверхности континентальной коры на эти события. Для этой цели мы воспользовались серией палеогеографических карт Тетиса и объяснительной запиской к ним [23].

В конце перми (266–264 млн. лет) рассматриваемая область представляла собой мелководную карбонатную платформу, которая лишь на юге ограничивалась глубоководным трогом Лаго-Негро, возникшим вдоль сдвига, который впослед-

ствии отчленил Адрию от Африки. Начиная с анизийского времени (237–234 млн. лет), в пределах этой платформы появляются признаки ее расчленения за счет возникновения прогибов, сначала одиночных и относительно неглубоких (средний триас), а затем (поздний триас–ранняя юра) все более многочисленных и глубоководных (Валисский, Тосканский, Хальштатский, Ионический и другие прогибы). В конечном счете некогда единая мелководная платформа оказалась расчлененной на ряд отдельных блоков, в пределах которых продолжалось мелководное карбонатное осадконакопление (Апулийская, Апеннинская, Гаврово, Рагузская, Сербско-Пелагонийская и другие “платформы”), тогда как разделившие их прогибы, сформировавшиеся на коре континентального типа, акумулировали более глубоководные отложения.

Таким образом, цепь событий, предшествовавших разрыву континентов и образованию Лигурийско-Пьемонтского океана, оказывается запечатленной не только в истории деформаций глубинных мантийных и коровых пород, но и в локальных погружениях самой коры, создавших мозаичный рисунок остаточных платформенных блоков и новообразованных прогибов. Такой рисунок достаточно отчетливо проявился с середины триаса, однако общая амплитуда нисходящих движений поверхности коры, а, стало быть, и плотных пород в ее основании была невелика, особенно по сравнению с масштабом восходящих движений, приведших к эксгумации пород с глубин порядка 25 км. При этом важно подчеркнуть, что это погружение происходило на фоне подъема мантийных и нижнекоровых пород и в этом случае происхождение нисходящих движений на поверхности коры может быть объяснено только ее растяжением.

Таким образом, основные выводы данной работы заключаются в следующем:

1. Формирование океанических бассейнов с рифтогенными окраинами асимметричного типа происходит путем деламинации континентальной литосферы и образования в ней сдвиговых зон (*shear zones*). Эти зоны возникают в условиях непрерывногорастяжения, начинаясь в области высокотемпературных пластических деформаций, переходя затем в поле среднетемпературных пластических сдвигов и заканчиваясь на уровне хрупких деформаций.

2. Совокупность данных процессов, вызванных подъемом мантийного диапира, сопровождается эксгумацией разноглубинных комплексов пород континентальной литосферы, которая происходит длительное время и очень медленно. Путями для эксгумации являлись сдвиговые зоны, возникавшие по соседству с краем мантийного диапира, так как удаленные от него области литосферы не вовлекались в эти деформации (см. таблицу).

3. Начальные стадии подъема диапира маркируются выплавлением базальтовых магм, кристаллизующихся в условиях гранулитовой фации.

Эти ранние интрузии внедряются в область отслаивания у границы кора – мантия. Образование этих гранулитов (в том числе и гранатовых) не сопровождается сколько-нибудь значительными погружениями верхних частей коры.

4. Конечные этапы развития разрывов отслаивания (*detachment faults*) в условиях простого сдвига устанавливаются по присутствию и составу тектонических и тектогенно-осадочных офиоли-токластовых брекчий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 97-05-64903 и 98-05-64059.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. С. 456.
2. Богдановский О.Г., Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Злобин С.К., Пуховская В.М., Амелин Ю.В. Sm/Nd возраст габброидов толентовой серии из офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // ДАН СССР. 1992. Т. 327. № 4–6. С. 566–569.
3. Иванов С.Н. Метаморфизм разрыва плит // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 4. С. 908–918.
4. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.
5. Исмаил-Заде А.Т., Лобковский Л.И., Наймарк Б.М. Геодинамическая модель формирования осадочного бассейна в результате образования и последующего фазового перехода магматической линзы в верхней мантии // Геодинамика и прогноз землетрясений. М.: Наука, 1994. С. 139–155.
6. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. С. 205.
7. Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
8. Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное образование офиолитового комплекса // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–66.
9. 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.
10. Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника. 1974. № 6. С. 74–80.
11. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С. 12–22.
12. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ: факты и соображения // Вестник ОГГГН РАН. 1997. № 1. С. 131–152.
13. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Строение зоны контакта гипербазит–габбро в Ипякском районе (Малый Кавказ) // ДАН СССР. 1997. Т. 300. № 1. С. 181–185.
14. Шараськин А.Я., Карякин Ю.В., Книппер А.Л., Хераскова Т.Н. Структурные особенности, состав и тектоническое значение мезозойских образований группы Диаризос (юго-западный Кипр) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 83–91.
15. Abbate E., Bortolotti V., Conti M., Marcucci M., Principi G., Passerini P., Treves B. Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys // Mem. Soc. Geol. It. 1986. Vol. 31. P. 23–44.
16. Berckhemer H. Topographie des "Ivrea-Koerpers" Abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1968. Vol. 48. P. 235–246.
17. Boillot G., Agrinier P., Beslier M.O., Froitzheim N., Gardien V., Girardeau J., Gil-Ibarguchi J.-I., Kornprobst J., Scharer U., Vanney J.-R. The ocean-continent transitions west and north of Galicia Bank (Spain): preliminary results of Galinaute II cruise // Abstracts. Int. Ophiolite Symp., Pavia. 1995. P. 24–25.
18. Boillot G., Beslier M.O., Girardeau J. Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary: the lesson of the West Galicia margin (Spain) // Rifted ocean-continent boundaries / Eds. E. Banda et al. Dordrecht: Kluwer Acad., 1995. P. 219–229.
19. Bonatti E., Emiliani C., Ferrara G., Honnorez J., Rydell H. Ultramafic-carbonate breccias from the Equatorial Mid Atlantic Ridge // Marine. Geol. 1974. Vol. 16. P. 83–102.
20. Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di breccie serpentinitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica // Ofioliti. 1981. Vol. 6. P. 47–76.
21. Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. Le breccie serpentinitiche quirassiche della Liguria orientale // Arch. Sci. Geneve. 1980. Vol. 33. P. 185–200.
22. Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. Notte all "Carta Geologica delle Ofioliti del Bracco" e ricostruzione della paleogeografia quirassico-cretacica // Ofioliti. 1987. Vol. 12 (2). P. 261–342.
23. Dercourt J., Ricou L.-E., Vrielinck B. Atlas, Tethys Paleoenvironmental Maps. Paris: Gautheir-Villars, 1993. P. 307 (14 maps).
24. Gosso G., Messiga B., Spalla M.I. Dumortierite–kyanite relics within the HT-LP country rocks of the Sondalo Gabbro: a record of extension related to uplift of HP-rocks // Abstracts. Int. Ophiolite Symp., Pavia. 1995. P. 55.
25. Hoogerduijn Strating E.H. High temperature shear zones in the gabbroic Bracco massif (N. Apennines, Italy): possible implications for tectonic models of ocean floor generation // Ofioliti. 1988. Vol. 13. (2/3). P. 111–126.
26. Knipper A.L. Upper Triassic–Early Jurassic sedimentary breccias in the ophiolite suite of the Greater Caucasus // Eds. Peters Tj. et al. // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Sultanat of Oman: Ministry Petrol. Mineral. 1991. P. 705–713.
27. 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.
28. Lapiere H. Les formation sedimentaires et eruptives des Nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre occidentale) // Mem. Soc. Geol. Fr. 1975. № 132. P. 127.
29. Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // Geology. 1986. Vol. 14. P. 246–250.

30. *Maroni M., Tribuzio R.* Mafic granulites and related rocks from External Liguride units (Northern Apennines) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp., Pavia. 1995. P. 82–83.
31. *McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 25–32.
32. *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.
33. *Müntener O., Hermann J., Pusching A.R., Tromsdorf V., Piccardo G.B.* Sea floor emplacement of a fossil crust-mantle section and MORB intrusions into subcontinental mantle at the Adriatic passive continental margin (Malenco–Forno nappe, Switzerland, N. Italy) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp., Pavia. 1995. P. 96–97.
34. *Nicolas A., Hiru A., Nicolich R., Polino R.* and the ECORS-CROP working group. Lithospheric wedging in the Western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse // *Geology.* 1990. Vol. 18. P. 587–590.
35. *Piccardo G.B.* Oceanic nappes, fossils in the Alpine-Apennine system // Abstracts. Int. Ophiolite Symp., Pavia. 1995. P. 119–120.
36. *Piccardo G.B., Rampone E., Robbiano A., Scambelluri M.* The Erro-Tobbio peridotite unit of Western Liguria (Western Italian Alps) // Abstracts. Int. Ophiolite Symp., Pavia. 1995. P. 121.
37. *Principi G.* Stratigraphy and evolution of the Northern Apennine accretionary wedge with particular regard to the ophiolite sequences: a review // *Boll. Geofis. Teorica Appl.* 1994. Vol. 34. P. 243–269.
38. *Quick J.E., Sinigoi 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. 21.559–21.573.
39. *Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A.* Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust, Ivrea-Verbano Zone, Northwest Italy // *Geology.* 1995. Vol. 23. P. 739–742.
40. *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.
41. *Rivalenti G., Garuti G., Rossi A., Siena F., Sinigoi S.* Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea Zone of the Western Apls. // *J. Petrol.* 1981. Vol. 22. P. 127–153.
42. *Shervias J.W.* Thermal emplacement model for the Alpine Iherzolite massif at Balmuccia, Italy // *J. Petrol.* 1979. Vol. 20. P. 759–820.
43. *Techmer K.S., Ahrendt H., Weber K.* The development of pseudotachylite in the Ivrea-Verbano Zone of the Italian Alps // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 204. P. 307–322.
44. *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.
45. *Treves B., Hickmott D., Veggelli G.* Texture and microchemical data of oceanic hydrothermal calcite veins, Northern Apennine ophiolite // *Ofioliti.* 1995. Vol. 20. P. 111–122.
46. *Vissers R.L.M., Drury M.R., Hoogerduijn Strating E.H.* Shear localisation in the upper mantle during rifting and breakup: a case study in the Voltri massif of NW Italy // Abstracts. Int. Ophiolite Symp., Pavia. 1995. P. 157.
47. *Voshage H., Hofmann A.W., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Sinigoi S., Raczek I., Demarchi G.* Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating // *Nature.* 1990. Vol. 347. P. 731–736.
48. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth. Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.
49. *Zakariadze G.S., Bogdanovsky O.G., Jagoutz E., Karpenko S.F.* Structure, composition and age limits of the Lesser Caucasus paleoceanic allochthone in light of problems of geodynamic reconstruction of Tethys ocean in the north-eastern part of the Mediterranean folded belt during Paleozoic and Mesozoic // Abstracts. Int. Ophiolite Symp. Pavia. 1995. P. 160–161.

Рецензенты: В.И. Коваленко, Н.В. Короновский

Exhumation of Upper Mantle and Lower Crustal Rocks through Rifting

A. L. Knipper and A. Ya. Sharaskin

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

Mantle and lower crust rocks were exhumed through rifting within continents (Liguria, the Alps) and continental margins (Galicia Bank, Lesser Caucasus, Cyprus) as continental crust was ruptured at final stages of the ascent of mantle diapirs. Respective oceanic basins with asymmetric rifted margins originated through delamination of continental lithosphere by the Wernicke model. Shear zones in the lithosphere arose first in the region of high-temperature plastic deformation, then in the region of moderate-temperature plastic shear, and finally at the upper level, where brittle deformations occur. These processes were attended by repeated separation of mantle-derived basaltic melts. The first magma batches were emplaced at the crust/mantle transition to crystallize as gabbroic sheets under the granulite-facies conditions. The final history of delamination faults under simple shear strain is reconstructed from the lithology of ophiolitic breccias, as well as from mineral assemblages and deformation fabrics preserved in ophiolitic clasts.

УДК 551.24.32(571.5)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АРХЕЙСКИХ ЭНДЕРБИТОВЫХ КУПОЛОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 1998 г. М. З. Глуховский*, В. М. Моралев*, В. И. Пузанов**

*Институт литосферы РАН, Москва

**ГНПП "Аэрогеология", Москва

Поступила в редакцию 31.01.97 г.

Сравнительный анализ тектонической эволюции двух архейских эндербитовых куполов Алданского щита, входящих в структурные ансамбли разных сиалических ядер, показал единообразие направленности хода геологических событий в истории их формирования. Это выражается в образовании и последовательном преобразовании базитовой протокры в континентальную кору в четыре этапа: а) формирования базитовой протокры; б) ее частичного плавления с образованием низкокальциевых эндербитов и зарождением куполов; в) накопления на этой эмбриональной эндербит-базитовой коре континентального типа вулканогенно-осадочной оболочки с базитовыми силлами и мафическими дайками и г) частичного плавления эмбриональной континентальной коры и формирования эндербитов нормальной и повышенной щелочности, а также лейкогранитов, завершивших рост эндербитовых куполов. Получены также свидетельства неоднородности состава первичной мантии и (или) вариаций параметров глубинных геодинамических и корообразующих процессов, протекавших в разных центрах зарождения и роста архейских куполов в режиме тектоники плюмов.

ВВЕДЕНИЕ

Эндербитовые купола относятся к древнейшим (раннеархейским) структурам континентальной литосферы, которые вместе с радиальными линейными и окаймляющими криволинейными зонами разломов образуют в совокупности структурные парагенетические системы сиалических ядер-нуклеаров, определяющих своеобразный ядерно-петельчатый стиль тектоники фундаментов древних платформ по Г.Л. Поспелову, 1971 г., в [3], (рис. 1). Если нуклеары являются производными крупных мантийных плюмов, то эндербитовые купола – это структуры более высоких порядков, рассматривающиеся как следы отдельных мантийных струй, на которые разбивались эти плюмы [3, 4, 6]. Предполагается, что [3, 15] зарождение и развитие нуклеаров осуществлялось в пределах горячего экваториального пояса ранней Земли в условиях неоднородной мантии, что должно было привести к геохимическим неоднородностям древней континентальной коры [5, 6]. В соответствии с этим предположением породы, слагающие эндербитовые купола и генетически связанные с разными мантийными плюмами (т.е. входящие в парагенетические системы разных нуклеаров), могут различаться по петрохимическим признакам, отражающим как неоднородности первичной мантии, так возможно, и различия в параметрах термодинамических режимов магматических и метаморфических процессов в мантии и коре.

Статья посвящена проверке этой версии на примере двух эндербитовых куполов Алданского щита: Суннагинского, располагающегося в центральной части Алдано-Станового нуклеара, и Талакитского, находящегося во внешней части Олекмо-Витимского нуклеара, или в северной и юго-западной частях Алданского щита соответственно (см. рис. 1).

Необходимые данные по геологии, петрогенезису и тектонической эволюции Суннагинского купола были опубликованы ранее [4]. Поэтому в настоящем сообщении основное внимание уделено проблемам формирования Талакитского купола и сравнительному анализу особенностей тектонического развития этих двух структур.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ СУННАГИНСКОГО КУПОЛА

На поверхности обнажается только южный сегмент Суннагинского эндербитового купола, имеющего размер 300 × 380 км. Северная часть структуры перекрыта платформенным чехлом, но распознается путем анализа аномального магнитного поля и дешифрирования космических снимков [4]. Ядро купола сложено эндербит-базитовой ассоциацией пород, а крылья супракрустальными гнейсовыми сериями архея. В окаймлении ядра породы смяты в сложные складки разных порядков, которые отражают пластический характер деформаций. В качестве пород-индикаторов тек-

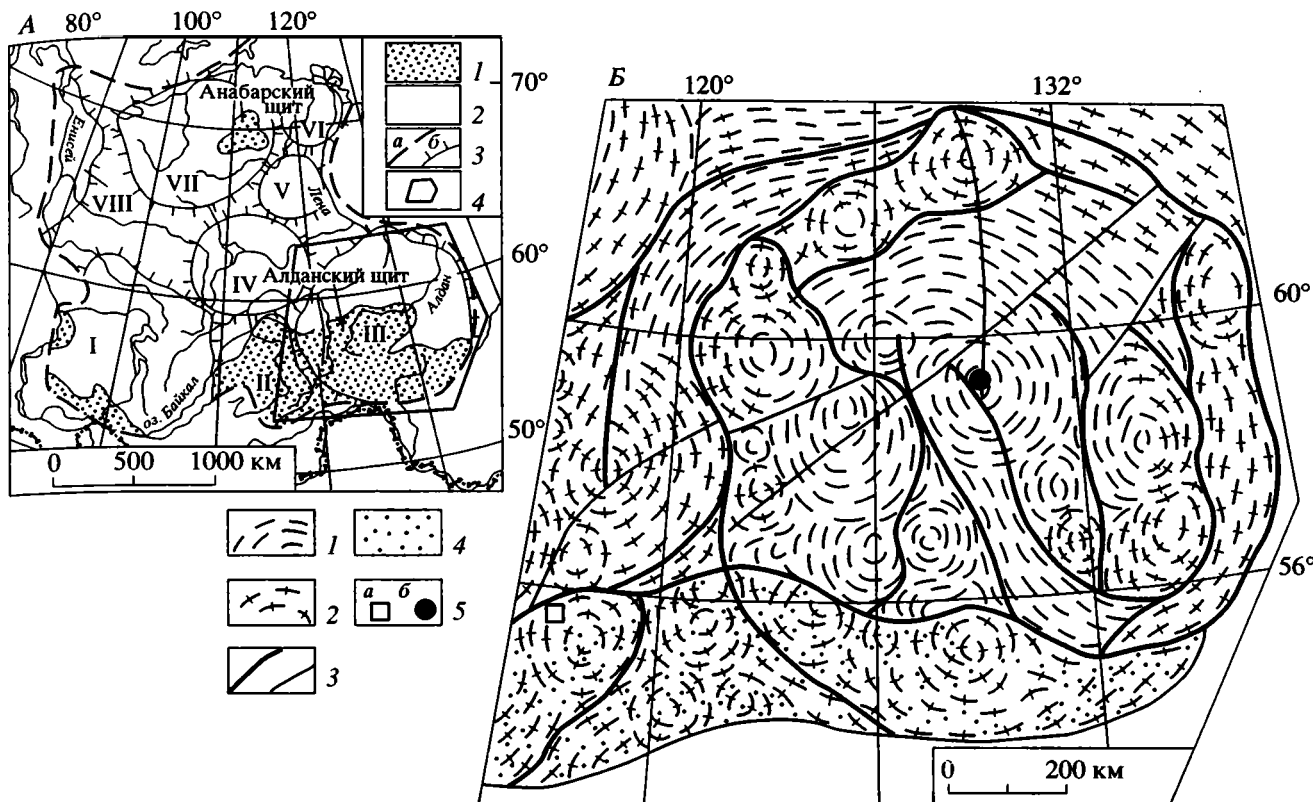


Рис. 1. Обзорная карта Сибирской платформы и размещения нуклеаров (А) и структурно-тектоническая схема Алдано-Станового и юго-восточной части Олекмо-Витимского нуклеаров без платформенного чехла и других фанерозойских комплексов (Б).

А. 1 – докембрийские образования фундамента; 2 – платформенный чехол и комплексы складчатого обрамления платформы; 3 – границы: а – платформы, б – нуклеаров; 4 – местоположение рис. 1, Б. Римские цифры – нуклеары: I – Ангарский, II – Олекмо-Витимский, III – Алдано-Становой, IV – Вилюйский, V – Тунгский, VI – Оленекский, VII – Хета-Оленекский, VIII – Обский.

Б. 1, 2 – области развития: 1 – преимущественно инфракrustального комплекса и супракrustальных гнейсовых серий раннего архея (структуры эндербитовых куполов ранних генераций), 2 – позднеархейских – раннепротерозойских зеленокаменных поясов, ретроградно метаморфизованных раннеархейских комплексов, позднеархейских и раннепротерозойских гранитоидов (структуры гранитоидных куполов поздних генераций); 3 – разломы: а – криволинейные, б – линейные; 4 – области широкого проявления фанерозойского коллизионного гранитоидного магматизма; 5 – местоположение: а – Талакитского купола, б – центра Суннагинского купола.

тонических режимов формирования купола были выбраны метабазиты и гранитоиды как представители формаций, присущих конкретным геодинамическим обстановкам [2]. Метабазиты подразделяются на две генерации. Наиболее древняя рассматривается как реликтовая, представляющая собой остатки базитовой протокоры. Эти метабазиты встречаются в виде меланократовых включений в наиболее ранних (древнее 3.5 млрд. лет) низкокальциевых эндербитах (инфракrustальный комплекс эмбриональной эндербит-базитовой континентальной коры). Вторая генерация – это метабазиты силлов и даек, сходных по морфологии с деформированными мафическими дайками Амералик, известными в архее Юго-Западной Гренландии. Дайки трассируют радиальные разломы купола, а силлы залегают в супракrustальном комплексе на крыльях структуры и в ее ядер-

ной части среди останцов кровли. Помимо низкокальциевых эндербитов, в Суннагинском куполе широко развиты эндербиты нормальной щелочности следующего этапа гранитообразования (3.3 млрд. лет), а также небольшие тела и жилы лейкократовых аляскитовых гранитов. Низкокальциевые эндербиты являются продуктами процесса частичного плавления базитовой протокоры. Образование эндербитов нормальной щелочности генетически связывается с частичным плавлением эмбриональной континентальной коры, а лейкограниты рассматриваются как существенно микроклин-плагиоклазовые выплавки последней стадии гранитообразования с низкими содержаниями тяжелых РЗЭ и европейским максимумом.

Последовательность событий тектонической эволюции Суннагинского купола в интервале 3.6–3.3 млрд. лет представляется в следующем виде:

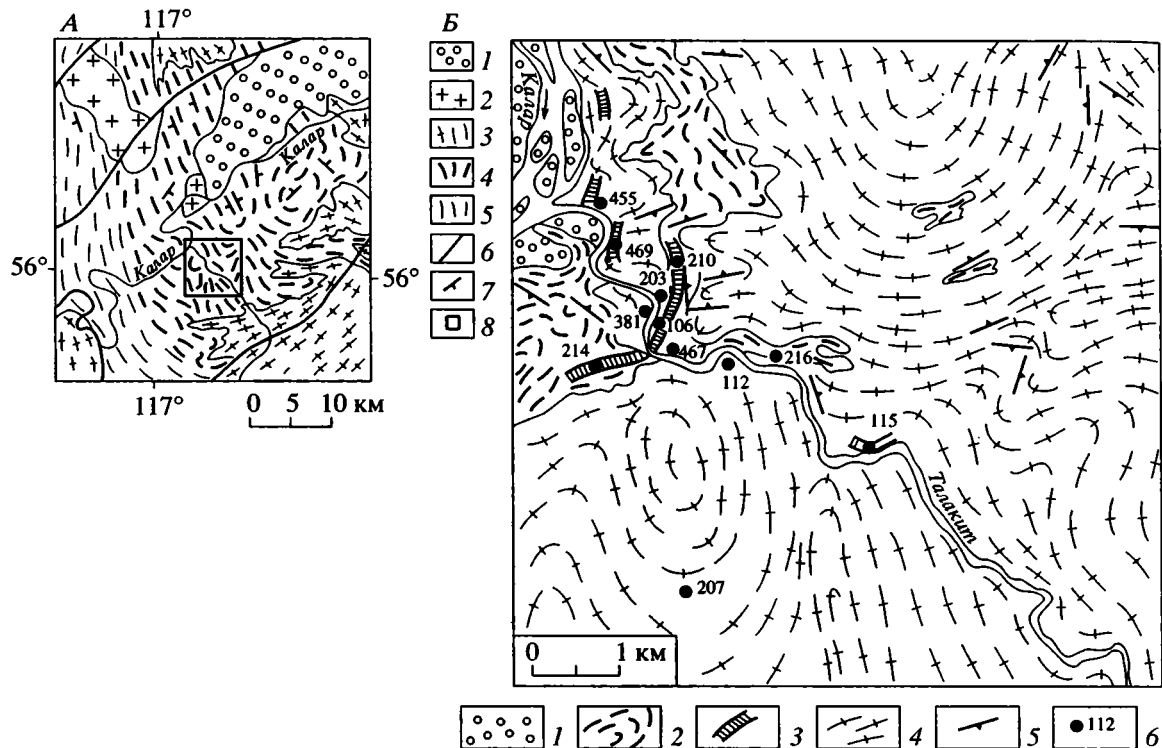


Рис. 2. Геолого-структурная схема Талакитского купола (А) и структурная карта части его ядра (Б).

А, 1 – нерасчлененные осадочные нижнемеловые и рыхлые кайнозойские отложения Каларской впадины; 2 – палеозойские граниты; 3 – позднеархейские-раннепротерозойские плагиогранитогайсы; 4 – нерасчлененный комплекс раннеархейских эндербитов, чарнокитов с меланократовыми включениями метабазитов и реже пород супракрустальной гнейсовой серии; 5 – преимущественно супракрустальная гнейсовая серия с эндербитами нормальной и повышенной щелочности; 6 – разломы; 7 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости; 8 – местоположение рис. 2, Б.

Б, 1 – современные аллювиальные отложения; 2 – супракрустальные образования раннего архея; 3 – установленные тела анортозитов; 4 – нерасчлененные раннеархейские эндербиты с включениями метабазитов; 5 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости; 6 – места отбора и номера проб, анализы которых приведены в табл. 1 и 2.

1 – формирование базитовой протокры в обстановке рассеянного растяжения, за счет частичного плавления первичной недеплетированной мантии;

2 – переработка базитовой протокры с выплавлением низкокальциевых эндербитов, приведшая к зарождению купола и формированию инфракрустального комплекса эмбриональной континентальной коры в условиях хаотического рециклирования ее фрагментов в режиме, адекватном обстановке сжатия;

3 – формирование на эмбриональной коре вулканогенно-осадочной оболочки (супракрустальный комплекс) с одновременным развитием рифтогенных структур по радиальным системам разломов, внедрение мафических даек и силлов в вулканогенно-осадочную оболочку в обстановке растяжения;

4 – частичное плавление эмбриональной континентальной коры, приведшее к формированию эндербитов нормальной щелочности и лейкогранитов – основная фаза роста купола, сопровождавшаяся деформациями мафических даек, высо-

котемпературным метаморфизмом и пластическими деформациями пород супракрустальной гнейсовой серии в обстановке сжатия, вероятно, обусловленного давлением мантийного термофлюидного потока.

Установленная, таким образом, трансформация базитовой протокры в континентальную и ее последовательный рост от 15–20 до 30 км и более в пределах одного центра корообразования позволили заключить, что такая эволюционная модель лучше всего соответствует представлениям о тектонике плюмов, механизмы которой были ведущими на ранних этапах развития континентальной литосферы.

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТАЛАКИТСКОГО КУПОЛА

Талакитский эндербитовый купол расположен в бассейне среднего и нижнего течения р. Калар (рис. 2, см. рис. 1) в северо-восточной части крупного ареала распространения пород гранулитовой фации метаморфизма, давно известного как

Нижнекаларская, или Калурская, глыба [10, 12, 14, 19]. Здесь в составе каларской серии выделялись, главным образом, две свиты или три толщи [10, 14]. Нижняя толща, или усть-талакитская свита, сложена пироксен-плагиоклазовыми, часто амфибол- и биотитсодержащими кристаллическими сланцами, встречающимися чаще всего в виде меланократовых включений разнообразной формы и размеров среди преобладающих здесь эндербитов и чарнокитов (эндербит-базитовая ассоциация пород). Средняя и верхняя толщи, или тостурская свита, кроме пород, присущих нижним частям разреза, содержат биотит-гранатовые гнейсы с силлиманитом и кордиеритом с прослоями мраморов, кальцифиоров, диопсидовых пород, иногда кварцитов. Нижняя толща аналогична по всем признакам инфракрустальному комплексу Суннагинского купола или несмуринской толще более северных районов [3], средняя и верхняя толщи сопоставляются с супракрустальной гнейсовой серией района Суннагинского купола, равно как и с давчанской свитой более северных территорий [3].

Нижнекаларская глыба не имеет тектонических ограничений. Ареал развития пород гранулитового комплекса по краям замещается разнообразными позднеархейскими и раннепротерозойскими плагиомигматитами, плагиогранитогнейсами и очковыми метаморфическими гранитами, еще более широко развитыми к северу в Олекмо-Витимской горной стране, к югу и особенно к востоку на всей площади Джугджуро-Становой области – районах, структурно относящихся к внешней части Алдано-Станового нуклеара. Это куандинские, древне- и позднестановые гранитоиды [3]. В тех случаях, когда ретроградный метаморфизм пород гранулитового комплекса не достигает фазы полного преобразования пород в плагиомигматиты и плагиогранитогнейсы, возникают так называемые диафториты с ненарушенной и нарушенной (бластомилониты) структурами, что типично и для других районов Алданского щита [7, 9].

Таким образом, видно, что Талакитский купол, в отличие от Суннагинского, сохранился не полностью и представляет собой, по существу, реликт структуры древней континентальной коры на периферии более крупного (200–250 км) Каларского гранитогнейсового овала – положительной структуры центрального типа, образованной позднеархейско-раннепротерозойскими плагиомигматитами и плагиогранитогнейсами и гранитами древне- и позднестанового комплексов. Каларский овал входит в систему купольных структур, возникших во внешних частях Алдано-Станового и Олекмо-Витимского нуклеаров и в межнуклеарной области в процессе позднеархейско-раннепротерозойского термотектогенеза [3, 8] (см. рис. 1, 2).

Фрагментарность Талакитского купола не позволяет уверенно оценить первоначальные его размеры. Можно только утверждать, что на площади 30×40 км² обнаруживается лишь часть ядра этой структуры, сложенного в основном эндербит-базитовой ассоциацией пород, относимой к нижней толще каларской серии. Ядро купола окаймляется супракрустальным комплексом пород средней и верхней толщ, которые спорадически встречаются и в пределах ядра в виде останцов кровли (см. рис. 2).

Сложнопетельчатый структурный узор в ядре купола отражает картину, типичную для областей господства пластических деформаций, – чередование брахиформных син- и антиформных складок разного порядка, с относительно пологими (до 45°) крыльями, разделенными иногда килевидными складками с острыми замками. К синформным структурам и апикальным частям пологих антиформ приурочены умянутые выше останцы, сложенные породами супракрустального комплекса. Кристаллизационная сланцеватость в породах последнего часто совпадает с первичной слоистостью, ориентированной согласно с полосчатостью подстилающих эндербитов. Это связано, скорее всего, со структурной спайкой комплексов в процессе второго главного этапа гранитообразования. Такие же соотношения между породами эндербито-базитовой ассоциации и супракрустальным комплексом наблюдаются на условной границе ядра купола и его крыльев. Метаморфические породы на крыльях купола формируют разновеликие купола и чашеподобные структуры размером до 10–15 км, сочетающиеся с широкими (10–20 км) и относительно непротяженными (до 50 км) сублинейными складками. Реже отмечаются сжатые син- и антиформные структуры.

Все вышеописанные особенности строения Талакитского купола типичны и для Суннагинского, что позволяет говорить о значительном сходстве геологического строения сравниваемых структур.

Петрогенезис и эволюция тектонических условий формирования метабазитов, анортозитов и гранитоидов

Метабазиты, анортозиты и гранитоиды являются главными компонентами структурно-вещественных комплексов ядра Талакитского купола. Они, как и в случае с Суннагинским куполом, относятся к представителям индикаторных формаций [2], позволяющих реконструировать ход тектонической эволюции купола. В качестве объекта для петрохимических исследований этих пород был выбран относительно хорошо обнаженный участок нижнего течения р. Талакит (левый приток р. Калар), где наложенные процессы поздне-

архейско-раннепротерозойского ретроградного метаморфизма и гранитизации не проявлены вообще (см. рис. 2).

Метабазиты по условиям и формам залегания подразделяются здесь на две морфологические группы. Первая группа – это меланократовые включения в эндербитах самой разнообразной формы и размеров от нескольких сантиметров до многих десятков метров. Границы с вмещающими их эндербитами как постепенные – размытые, так и резкие. Метабазиты второй группы, с которыми тесно ассоциируют и анортозиты, залегают среди гнейсов супракрystalльного кумплекса в виде протяженных пластовых тел (силлов) мощностью от первых метров до нескольких десятков и первых сотен метров.

Метабазиты обеих морфологических групп внешне не отличаются одни от других. Это массивные, реже грубополосчатые темно-серые до черных, мелко и среднезернистые породы, содержащие в переменных количествах темноцветные минералы (до 79–80%): гиперстен, диопсид, зеленовато-бурую роговую обманку, бурый биотит (иногда до 40%), а также плагиоклаз (NN 45–60), редко гранат. Акцессорные: магнетит (иногда обильный), апатит, циркон, сфен. Метабазиты характеризуются гранобластовой, реже метагэбровой структурами иногда со слабо выраженной сланцеватостью.

Анортозиты выявлены в этом районе впервые. Это серые среднезернистые породы, обладающие массивной текстурой и гранобластовой структурой. Они состоят (90% и более) из плагиоклаза (NN 45–60) с небольшой примесью (1–10%) пироксена, амфибола и магнетита.

Выделяются два петрогеохимических типа метабазитов. Первый – это относительно низкокальциевые породы известково-щелочного ряда (табл. 1, NN 1-5, 14). Они встречаются только среди меланократовых включений, часто ассоциируя с низкокальциевыми эндербитами (первая морфологическая группа метабазитов). Второй петрогеохимический тип метабазитов – это породы с переменным содержанием кремнезема и с заметно более высокими содержаниями титана и калия (см. табл. 1, NN 6–10, 15). Среди них имеются разности, богатые биотитом и, соответственно, характеризующиеся высокими содержаниями щелочей (см. табл. 1, №№ 6, 9, 10). В этих породах, однако, не наблюдается никаких признаков наложения процессов вторичного изменения. Это позволяет рассматривать их геохимические особенности как унаследованные от протолита (субщелочные базальты). По сравнению с метабазитами первого типа метабазиты второго типа обогащены редкоземельными элементами (рис. 3). Эти метабазиты встречаются в ассоциации с анортозитами как в силлах среди пород супракрystalль-

ного комплекса, так и среди меланократовых включений в эндербитах нормальной и повышенной щелочности.

Метабазиты первого типа по аналогии с Суннагинским куполом можно рассматривать в качестве реликтов базитовой протокоры в ранних эндербитах, а второго – как принадлежащие к мафическим деформированным дайкам типа Амералик в эндербитах или к пластовым телам: случаях, когда они залегают среди супракрystalльной гнейсовой серии.

Между метабазитами Талакитского и Суннагинского куполов намечаются определенные черты сходства и различия. Сходство заключается, прежде всего, в том, что метабазиты инфракрystalльного комплекса по сравнению с основными породами супракрystalльной серии, включая мафические дайки, в обоих случаях заметно обеднены элементами с крупными ионными радиусами и высокозарядными ионами, а также РЗЭ (рис. 4, см. рис. 3). Главное же различие между метабазитами обоих куполов заключается в том, что общий средний уровень содержания редких и РЗЭ в основных породах Талакитского купола заметно выше, чем в подобных же образованиях Суннагинского. При этом оказалось, что по петрогеохимическим показателям метабазиты инфракрystalльного комплекса Талакитского купола идентичны метабазитам супракрystalльного комплекса Суннагинского купола. Вместе с тем в пределах последнего петрогеохимических аналогов основных пород второго типа и анортозитов, присущих Талакитской структуре, не выявлено. Несмотря на все эти различия метабазиты обоих куполов характеризуются одинаковой степенью дифференциации РЗЭ (LaN/YbN) и близкими показателями европиевого минимума. Так, среднее значение показателя дифференциации РЗЭ у метабазитов первого и второго типов Талакитского купола равно 6.7 и 11.8, а Суннагинского – 4.7 и 7.7. Величины Eu/Eu^* равны соответственно 0.8 и 0.74; 0.96 и 0.79.

Анортозиты Талакитского купола по содержанию редких и редкоземельных элементов занимают промежуточное положение между двумя типами метабазитов. По степени дифференциации ($LaN/YbN = 13.25$) РЗЭ они близки к метабазитам, с которыми ассоциируют. Кроме того, анортозиты характеризуются практически отсутствием европиевой положительной аномалии ($Eu/Eu^* = 0.99-0.93$), столь характерной для пород подобного типа, к примеру, для анортозитов Каларского массива, расположенного в 200–250 км к востоку (рис. 5).

Обращаясь к вопросу о генезисе двух типов метабазитов Талакитского купола, отметим, что, по-видимому, их формирование протекало в относительно различных термальных условиях частичного плавления мантии. Родоначальная магма

Таблица 1. Представительные анализы составов (окислы в %, редкие элементы в г/т) метабазитов Талакитского и Суннагинского куполов

№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ проб	381/20	203/6	203/5	203/7	203/8	469/1	455/3	467/2	381/1	469/2	455/1	115/1	210/10	Средние составы				
SiO ₂	45.49	48.30	48.51	48.78	50.42	41.00	42.89	47.37	50.24	50.42	51.40	51.60	54.05	48.30	46.38	52.35	45.26	48.63
TiO ₂	0.94	0.72	0.95	0.81	0.68	2.85	1.86	1.34	0.86	1.30	1.07	1.05	0.55	0.82	1.64	0.89	0.84	0.92
Al ₂ O ₃	16.53	16.34	14.30	18.19	17.21	11.70	15.89	16.29	15.07	19.34	22.42	21.47	24.17	16.51	15.66	22.69	14.00	15.84
Fe ₂ O ₃	4.81			3.10	2.87	8.79	6.80	4.15	2.02	4.12	2.50	2.50	1.36	3.59	5.18	2.12	3.44	4.05
FeO	6.75	11.45*	11.74*	7.04	7.33	9.84	7.18	6.54	7.76	4.88	4.73	4.93	2.66	7.04	7.30	4.11	9.50	8.46
MnO	0.16	0.14	0.15	0.16	0.16	0.34	0.19	0.18	0.19	0.13	0.13	0.14	0.05	0.15	0.27	0.11	0.18	0.20
MgO	8.83	8.85	11.50	7.31	7.31	8.27	8.55	6.75	6.70	3.30	2.70	2.50	1.84	8.76	6.70	2.35	10.22	8.42
CaO	11.62	10.05	9.27	9.98	9.52	9.25	10.84	9.73	8.67	7.52	7.53	8.59	8.75	10.09	9.20	8.29	11.55	9.04
Na ₂ O	2.49	2.00	2.41	3.09	3.09	1.93	2.98	4.58	5.17	4.70	4.75	4.27	4.89	2.61	3.44	4.64	2.44	2.80
K ₂ O	1.13	0.75	0.96	0.90	0.68	2.54	1.58	1.24	3.03	3.39	2.02	1.23	1.51	0.88	2.78	1.59	0.96	0.99
P ₂ O ₅	0.06	0.20	0.02	0.13	0.12	2.17	0.71	0.30	0.38	0.51	0.40	0.50	0.27	0.11	0.81	0.39	0.07	0.24
П. п. п.	1.03	0.43	0.25	0.54	0.78	0.59	0.32	0.80	—	0.40	0.20	0.88	0.34	0.50	0.52	0.47	0.90	0.41
Сумма	100.90	99.23	100.06	99.93	100.07	99.27	99.79	99.27	100.09	100.51	100.05	99.46	100.34	99.36	99.88	100.00	99.36	100.00
Rb	16	15	18	13	14	135	10	4	46	50	17	13	28	15	49	19	21	29
Sr	249	214	237	250	241	323	859	646	749	730	689	756	1100	238	649	848	279	409
Ba	140	348	454	311	302	732	636	643	909	842	947	781	493	311	737	740	130	274
Y	33	21	21	23	24	101	44	42	59	35	27	30	29	24	61	29	15	21
Zr	61	69	84	47	56	284	164	351	440	320	309	182	143	63	310	211	70	89
Ni	255	137	114	137	129	18	55	53	34	40	36	20	9	154	40	22	335	122
La	17	15	22	21	15	145	55	59		92	42	39	24	18	88	35	8.6	17
Ce	37	25	41	38	29	268	110	112		161	78	72	49	34	163	66	18.33	38
Nd	24	13	20	20	18	146	74	65		81	45	41	28	19	91.5	41	10.10	22
Sm	6.7	3.1	6.2	4.7	4.5	34	17	15		18	9.8	9.1	6.8	5.04	21	8.6	2.60	4.96
Eu	1.6	0.95	1.7	1.3	1.2	6.3	4.1	3.4		3.6	2.3	2.2	1.9	1.35	4.3	2.1	0.61	0.80
Gd	6.9	6.4	4.2	6.4	2.7	23	12	11		12	5.7	5.8	5.1	5.3	14.5	5.5	2.78	4.13
Er	3.6	1.7	3.0	2.3	2.1	11	4.4	4.8		6.1	2.6	2.2	2.1	2.5	6.6	2.3	1.45	1.94
Yb	2.6	1.4	1.8	1.7	1.6	8.4	2.9	3.5		5.4	1.8	1.6	1.9	1.8	5	1.8	1.22	1.66

Примечание. 1–16 – метабазиты и анортозиты Талакитского купола: 1–10 – метабазиты; 1–5 – инфракрустального и 6–10 – супракрустального комплексов; 11–13 – анортозиты; 14–18 – средние составы: 14–16 – этих групп пород соответственно; 17, 18 – метабазитов Суннагинского купола: 17 – инфракрустального (14 анализов) и 18 – супракрустального (силлы, дайки – 29 анализов) комплексов.

* Суммарное железо в форме FeO.

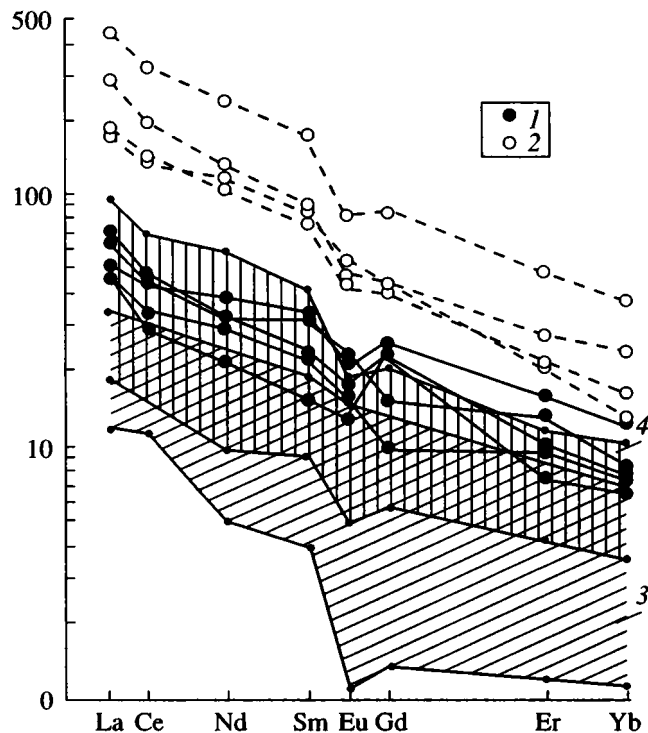


Рис. 3. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в метабазитах Талакитского и Суннагинского куполов.

1, 2 – метабазиты Талакитского купола: 1 – инфракрустального и 2 – супракрустального комплексов; 3, 4 – поля метабазитов Суннагинского купола: 3 – инфракрустального и 4 – супракрустального комплексов.

метабазитов инфракрустального комплекса, судя по спектру распределения в них РЗЭ, выплавлялась при более высокой степени частичного плавления первичной недеплетированной мантии по сравнению с условиями генерации родоначальной магмы метабазитов супракрустального комплекса, обладающих сравнительно с первыми большими показателями дифференциации РЗЭ (11.8 против 6.7).

Ассоциация метабазитов толеитового ряда и анортозитов в составе супракрустального комплекса говорит, к тому же, об особых условиях петрогенезиса, которые способствовали отделению плагиоклаза при кристаллизации родоначальных магм, имеющих высокоглиноземистый состав. Об этом свидетельствует, например, обратная корреляция между Sr и Yb [1] в этих породах, в отличие от метабазитов протокоры (рис. 6). Этот вывод подтверждается и распределением точек на диаграмме Eu_n-Nd (см. рис. 6), которая была предложена для анализа природы габбро и сопутствующих им пород океанического дна [27]. Эта диаграмма учитывает, с одной стороны, концентрации европия, накапливающегося в плагиокла-

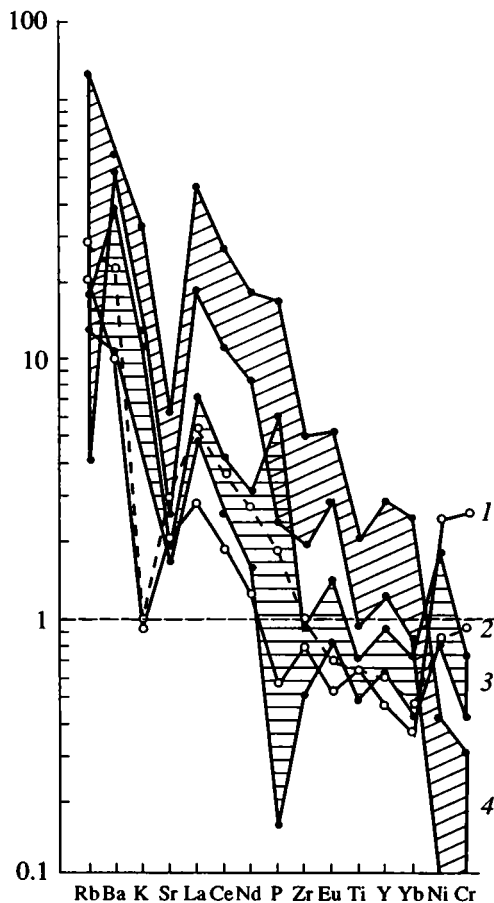


Рис. 4. Нормированные по $N=COX$ [17] многоэлементные графики для метабазитов Талакитского и Суннагинского куполов.

1, 2 – средние содержания в метабазитах Суннагинского купола: 1 – инфракрустального и 2 – супракрустального комплексов; 3, 4 – поля метабазитов Талакитского купола: 3 – инфракрустального и 4 – супракрустального комплексов.

зах кумулятивных фаз в процессах кристаллизационной дифференциации, а с другой – свойство неодима как одного из наиболее крупноионных РЗЭ элементов переходить в расплав. В нашем случае очевидно, что фигуративные точки составов метабазитов и анортозитов Талакитского купола вполне закономерно располагаются на тренде эволюции остаточного расплава, кумулат которого, по всей видимости, погребен в нижних горизонтах коры и не вскрыт. Для сравнения на диаграмму нанесены точки составов генетического ряда пород, которые являются составляющими тектонически разобщенной комплементарной серии, состоящей, с одной стороны, из раннепротерозойских анортозитов, мангеритов и чарнокитов Каларского массива, а с другой – из рапакивиоподобных гранитов Кодарского комплекса и аляскитовых и чарнокитовых гранитов Алданского щита. Напомним, что, в соответствие с одной из

генетических моделей, формирование автономных массивов анортозитов Алданского щита связывается с механизмом фильтр-прессинга первичной кварцево-диоритовой магмы с выделением комплементарной магмы рапакививоподобных и аляскитовых гранитов в условиях выдвигания анортозитов по системам глубинных пологих надвигов в верхние горизонты коры. Последние, по существу, являются кумулатами [8]. Действительно, на рис. 6 видно, что фигуративные точки составов анортозитов Каларского массива и комплементарных с ними гранитоидов располагаются вдоль трендов эволюции кумулата (анортозиты) и остаточного расплава (граниты). Разница в петрогенезисе между двумя разновозрастными типами анортозитов очевидна.

Вопрос о геодинамических режимах выплавления основных магм Талакитского купола решается с помощью тектоно-магматических дискриминантных диаграмм, основанных на содержаниях наиболее стабильных при метаморфизме, элементов, таких, как титан, цирконий, иттрий и отчасти стронций [24, 26]. Как было показано ранее [4], сходство составов метабазитов с аналогичными породами фанерозоя позволяет предполагать изохимический характер прогрессивного метаморфизма и незначительную роль контаминации первичных магм. Все это обеспечивает возможность использования большей части геохимических данных для петрогенетического и тектонического анализов с помощью соответствующих диаграмм [17, 21, 24, 26, 27].

На этих диаграммах (рис. 7) видно, что метабазиты протокры обнаруживают сходство с базальтами океанического дна, срединных океанических хребтов и островных дуг. Метабазиты супракрустального комплекса в большинстве случаев по разным показателям идентичны как островодужным, так и внутриплитным базальтам. Петрогеохимические характеристики, отображающие тектонические условия формирования метабазитов Талакитского и Суннагинского куполов, имеют определенные черты сходства и различия. В обоих случаях устанавливается близкая степень частичного плавления вещества мантии при образовании родоначальных магм метабазитов первой и второй генерации, при той же последовательности событий. Главное же отличие заключается в заметной обогащенности РЗЭ всех метабазитов Талакитского купола, что могло быть связано с иными составами первичной мантии или термофлюидных потоков, приведших к ее частичному плавлению. Не исключено также, что в процессы частичного плавления в разных случаях были вовлечены и разные объемы мантии как по латерали, так и на глубину. Все это могло привести к появлению на втором этапе магмообразования высокоглиноземистых магм,

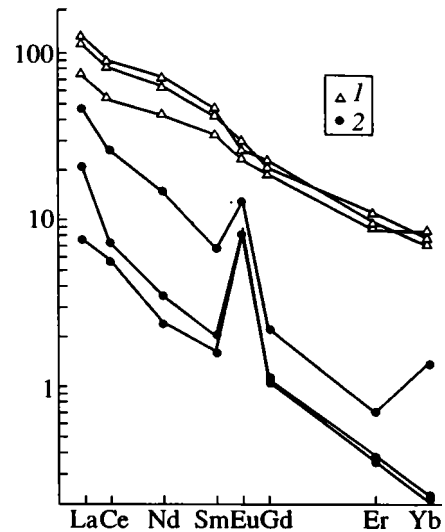


Рис. 5. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в анортозитах Талакитского купола и Каларского массива. 1, 2 – анортозиты: 1 – Талакитского купола, 2 – Каларского массива (по данным авторов).

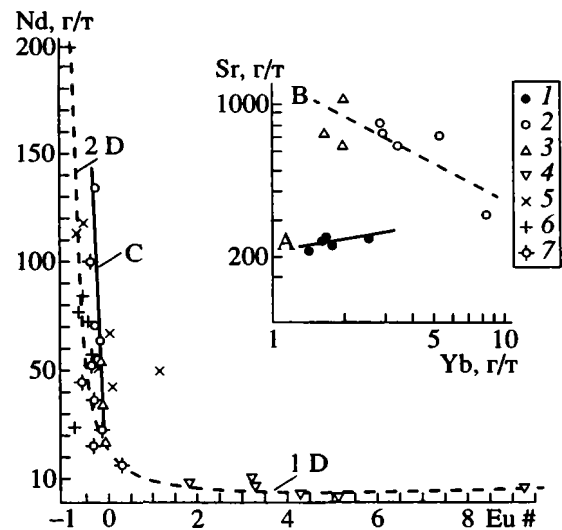


Рис. 6. Диаграммы Sr-Yb [1] и Nd-Eu_# [27] для архейских метабазитов и анортозитов Талакитского купола и анортозитов Каларского массива и связанных с ними пород.

$$Eu_{\#} = (Eu_N / (Sm_N + Gd_N)) \times 0.5 - 1.$$

1, 3 – Талакитский купол: 1, 2 – метабазиты: 1 – инфракрустального и 2 – супракрустального комплексов, 3 – анортозиты; 4 – анортозиты и 5 – мангериты и чарнокиты Каларского массива (с использованием данных [18]); 6 – аляскитовые и чарнокитовые граниты Центральноалданского района; 7 – рапакививоподобные граниты Кодарского комплекса. Линии на диаграммах: А – метабазитов инфракрустального комплекса, В – метабазитов и анортозитов супракрустального комплекса, С – эволюции расплава для этих же пород, D – эволюции: 1D – кумулата и 2D – расплава для анортозитов Каларского массива и связанных с ними гранитов тектонически разобщенного комплементарного комплекса [8].

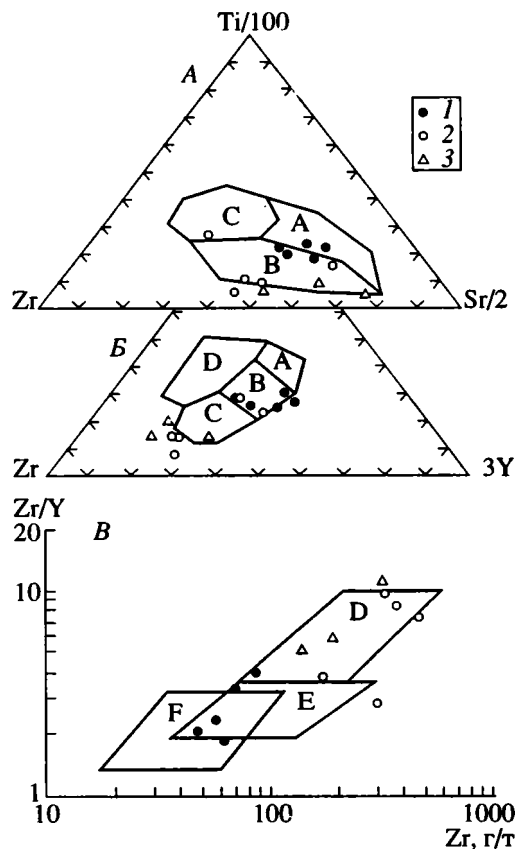


Рис. 7. Дискриминантные диаграммы Ti/100–Zr–Sr/2 (А), Ti/100–Zr–3Y [24] (Б), Zr/Y–Zr [26] (В) для метабазитов и анортозитов Талакитского купола.

Условные обозначения 1–3 – то же, что на рис. 6. Поля: А – низкокальциевых толеитов; В – базальтов океанического дна, известково-щелочных, базальтов; С – известково-щелочных базальтов, D – внутриплитных базальтов, E – базальтов COX, F – базальтов островных дуг.

родоначальных для комплементарной анортозит-базитовой серии Талакитского купола, не обнаруженной в пределах Суннагинской структуры.

В тектоническом отношении формирование метабазитов в обоих куполах осуществлялось по близкому сценарию. Так, выплавление метабазитов Талакитского купола, отнесенных к инфракрустальному комплексу (первый тип), происходило, вероятнее всего, в условиях всеобщей подвижности с чередованием обстановок сжатия и растяжения. Этим может объясняться наличие в них геохимических меток как океанических, так и островодужных базальтов. Геодинамический режим выплавления анортозит-базитовой серии пород в Талакитском куполе в условиях, когда уже существовала эмбриональная континентальная кора, сочетал в себе обстановки сжатия (геохимические характеристики островодужных базальтов) и растяжения (характеристики внутриплитных, реже океанических базальтов) и, отчасти,

спокойного состояния (возможность кристаллизационной дифференциации остаточного расплава с отделением плагиоклаза).

Гранитоиды Талакитского купола подразделяются на три разновидности (генерации): первая – низкокальциевые эндербиты, с которыми ассоциируют меланократовые включения метабазитов протокоры, вторая – эндербиты нормальной и повышенной щелочности (чарно-эндербиты и чарнокиты), образование которых происходило после формирования даек и силлов метабазитов и анортозитов супракрустальной серии, включения которых они содержат, и третья – лейкограниты и пегматоидные граниты. Первые встречаются только в ядре купола в виде темных реликтов среди преобладающей массы гранитоидов второй разновидности. Последние, кроме того, широко развиты и на крыльях купола среди пород супракрустальной серии. Гранитоиды третьей генерации встречаются значительно реже. Они слагают небольшие тела или ортогнейсовые жилы в гранитоидах второй генерации и среди супракрустальных образований.

Радиологический возраст гранитоидов Талакитского купола, равно как и Суннагинского, определяется путем их сопоставления с аналогичными образованиями западной части Алданского щита (Грековский порог на р. Алдан). Там возраст тоналитогнейсов, отнесенных к инфракрустальному комплексу, оценивается двумя значениями – в 3570 ± 60 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) [13] и 3335 ± 3 млн. лет (по цирконам на ионном микросонде SHRIMP) [22]. Полагают, что последняя датировка может отвечать времени преобразования протолита гиперстен-биотитовых тоналитогнейсов в условиях гранулитовой фации [11] или второго этапа гранитообразования [4]. Наиболее древние датировки тоналитогнейсов инфракрустального комплекса подтверждаются данными Sm-Nd изотопных исследований (от 3860 до 3450 млн. лет) [11].

Гранитоиды первых двух разновидностей, несмотря на их петрогеохимические различия (таблица 2), внешне почти не отличимы, что является типичным для областей развития так называемых “серых гнейсов”, включая и Суннагинский купол. Это средне-мелкозернистые породы, буровато-серого, темно- и светло-серого цветов. Низкокальциевые эндербиты состоят из андезина-олигоклаза с реликтами более основного плагиоклаза (до 60%), гиперстена (до 25%), клинопироксена (до 5%), бурой роговой обманки (до 25%), бурого биотита (до 5%), небольшого количества кварца (до 5%), рудного минерала, ортита, циркона, апатита. Породы обладают гранобластовой и аллотриоморфнозернистой структурами, массивными и часто полосчатыми текстурами. Темноцветные минералы идентичны таковым в метабазитах первого

Таблица 2. Представительные анализы составов (окислы в %, рассеянные элементы в г/т) гранитоидов Талакитского купола

№ п. п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ проб	455/2	216/1	207/4	381/21	112/3	467/5	203/3	203/1	203/2	Без номера	Без номера	Без номера	Средние составы					
SiO ₂	57.76	61.20	65.83	65.88	61.30	63.27	69.36	70.82	71.22	64.00	72.84	76.68	62.67	67.20	71.17	62.25	70.55	70.06
TiO ₂	0.92	0.64	0.51	0.55	1.19	0.69	0.41	0.28	0.29	0.12	0.08	0.10	0.65	0.57	0.10	0.62	0.47	0.34
Al ₂ O ₃	16.43	16.50	15.90	16.20	18.01	17.20	15.26	14.40	15.30	18.00	13.92	11.63	16.26	16.03	14.52	16.24	13.83	15.01
Fe ₂ O ₃										0.18	0.12	0.60			0.30			
FeO	7.64*	6.60*	4.39*	3.63*	5.76*	4.24*	3.22*	1.84*	1.85*	1.94	1.57	1.00	5.56*	3.38*	1.50	7.09*	3.91*	2.37*
MnO	0.12	0.11	0.07	0.04	0.06	0.08	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.08	0.04	0.03	0.12	0.10	0.14
MgO	3.75	4.20	2.50	3.05	1.80	1.53	1.30	1.51	1.22	0.72	0.14	0.07	3.37	1.47	0.31	1.97	0.60	0.52
CaO	6.75	3.86	4.21	4.60	3.95	3.30	2.68	1.56	1.49	3.17	1.86	0.54	4.85	2.60	1.86	5.59	2.52	1.86
Na ₂ O	4.01	4.62	4.35	4.20	3.20	2.30	3.55	3.90	3.00	6.25	4.10	2.30	4.30	3.19	4.22	3.74	2.86	2.77
K ₂ O	2.00	1.69	1.48	1.27	4.33	6.13	3.51	4.83	5.56	4.34	4.70	6.47	1.61	4.87	5.17	1.64	4.45	6.36
P ₂ O ₅	0.20	0.11	0.11	0.10	0.35	0.23	0.17	0.05	0.05	0.10	0.04	0.04	0.13	0.17	0.06	0.20	0.20	0.15
П. п. п.	0.17	0.22	0.15	0.15	0.10	0.43	0.40	0.54	0.40	0.85	0.23	0.26	0.17	0.37	0.45	-	-	0.43
Сумма	99.75	99.75	99.50	99.67	100.05	99.40	99.90	99.75	100.40	99.72	99.61	99.70	99.65	99.89	99.69	99.46	99.49	100.01
Rb	25	19	18	7	50	19	68	113	121	-	-	-	17	74	-	31	121	174
Sr	661	292	514	659	822	292	444	492	457	-	-	-	696	501	-	306	229	307
Ba	1135	579	971	1154	5100	4083	1713	2622	2741	-	-	-	960	3252	-	638	1318	1652
Y	25	22	19	14	20	22	15	11	10	-	-	-	20	16	-	27	28	17
Zr	283	112	149	1031	630	112	121	72	54	-	-	-	394	198	-	177	228	237
Ni	27	45	43	24	37	30	18	5	18	-	-	-	35	22	-	21	16	16
La	45	35	56	97	51	208	52	68	61	-	-	-	58	88	-	22	35	22
Ce	76	63	96	144	99	319	88	98	100	-	-	-	95	141	-	45	67	39
Nd	43	33	76	56	51	111	35	32	33	-	-	-	44	52	-	23	35	13
Sm	9.7	6.5	9.1	9.2	9.5	19	6.4	3.9	4.3	-	-	-	8.6	8.6	-	4.8	6.1	2.4
Eu	2.2	1.6	1.6	2.5	3.5	4.6	1.6	1.6	1.4	-	-	-	2.0	2.5	-	1.3	1.2	1.3
Gd	6.3	3.4	6.9	7.1	5.4	11	6.4	1.1	4.9	-	-	-	5.9	5.8	-	4.1	3.7	1.6
Er	2.3	2.0	1.7	1.3	1.4	4.4	1.4	0.23	0.45	-	-	-	1.8	1.6	-	1.9	2.0	0.5
Yb	1.9	1.1	1.1	0.58	0.89	2.6	0.85	0.02	0.04	-	-	-	1.2	0.88	-	1.7	1.8	0.5

Примечание. 1-15 – гранитоиды Талакитского купола: 1-4 – низкокальциевые и 5-9 – нормальной и повышенной щелочности эндебиты; 10-12 – лейкограниты и аляскитовые граниты (пробы отобраны за пределами площади, показанной на рис. 2); 13-15 – 13-18 – средние составы: 13-15 – этих групп пород соответственно; 16-18 – гранитоидов Суннагинского купола: 16 – низкокальциевые (8 анализов) и 17 – нормальной щелочности (15 анализов) эндебиты, 18 – лейкограниты (3 анализа).

* Суммарное железо в форме FeO. Прочерк – нет данных.

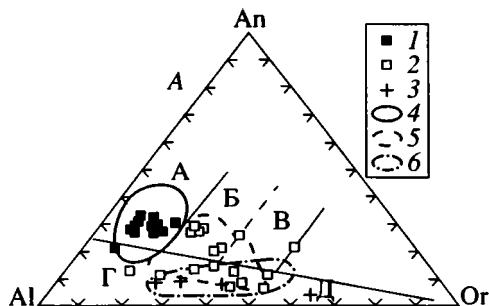


Рис. 8. Диаграмма An-Al-Og для раннеархейских гранитоидов Талакитского и Суннагинского куполов.

Классификация по О'Коннору [23]: А – тоналиты, В – гранодиориты, В – адамелиты, Г – трондjemиты, Д – граниты.

1–3 – Талакитский купол: 1, 2 – эндрбиты: 1 – низкокальцевые, 2 – нормальной и повышенной щелочности, 3 – лейкограниты и пегматоидные граниты; 4–6 – поля гранитоидов Суннагинского купола: 4 – низкокальцевых и 5 – нормальной щелочности эндрбитов, 6 – лейкогранитов.

типа. Эндрбиты второй разновидности отличаются от первых большим преобладанием массивных среднезернистых разновидностей и более высокими содержаниями кварца (до 15%), наличием микроклина (до 10–15%) за счет уменьшения плагиоклаза (до 50%). Лейкограниты и пегматоидные граниты обладают типичным для подобного типа пород набором кварца, плагиоклаза, микроклина, темноцветных, в основном биотита, с аксессуарными – цирконом, апатитом, ортитом.

Как было показано ранее [4], такая ассоциация гранитоидов является стандартной для всех областей развития древнейших тоналит-трондjemит-гранодиоритовых серий, которые формировались на ранних стадиях становления континентальной коры (асинхронно на разных континентах).

Если сравнивать гранитоиды Талакитского купола с подобными же образованиями Суннагинской структуры, то мы увидим здесь определенные черты не только сходства, но и различия. Так, на диаграмме Al-An-Og, составленной с использованием данных большего числа анализов, чем приведенные в таблице № 2, отчетливо видна принадлежность гранитоидов Талакитского купола к породам тоналит-трондjemит-гранодиоритовой серии и их полная сопоставимость по этому показателю с гранитоидами Суннагинского купола (рис. 8). Кроме того, контуры крайних значений нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в гранитоидах Талакитского купола попадают в целом на соответствующие поля гранитоидов Суннагинской структуры (рис. 9). Однако здесь видны и отличия в характере редкоземельных спектров. Так, гранитоиды Талакитского купола

отличаются не только сравнительно более высокими содержаниями РЗЭ, но и большей степенью их дифференциации. Так, значения отношений La_N/Yb_N в гранитоидах первых двух генераций Талакитского купола равны 32.2 и 66.9, а Суннагинского соответственно 8.7 и 13. Данные о содержании РЗЭ в гранитоидах третьей разновидности Талакитского купола отсутствуют. Вместе с тем видно, что среди эндрбитов нормальной щелочности и чарнокитов имеются породы, которые по характеру распределения РЗЭ (крайне низкие содержания тяжелых элементов $La_N/Yb_N = 153$) и наличию положительной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 2.38$) приближаются к лейкогранитам Суннагинского купола (см. рис. 9). Не исключено, что этот пример иллюстрирует возможность выделения фации гранитов, переходной от второй к третьей разновидности.

Петрогенезис гранитоидов того и другого куполов связывается с последовательным развитием процесса частичного плавления: сначала базитовой протокры и зарождением эмбриональной коры континентального типа (эндрбит-базитовая инфракрупальная ассоциация), а затем и частичного плавления последней, приведшего к формированию эндрбитов нормальной и повышенной щелочности, лейкогранитов и пегматоидов [4].

Естественно, что при таком ходе эволюционного процесса гранитоиды всех генераций по своим геохимическим показателям должны отражать такие характеристики субстрата, как общий фон содержаний РЗЭ и содержаний таких крупноионных элементов, как барий (бариевая геохимическая метка древней континентальной коры [5]). Это предположение подтверждается сравнением содержаний РЗЭ и бария как в метабазитах протокры Талакитского и Суннагинского куполов – первичного источника низкокальцевых эндрбитов, так и в самих конечных продуктах процессов гранитообразования (см. рис. 3.8; табл. 1, 2). В обоих случаях видна унаследованность гранитоидами высокого значения бариевой геохимической метки (более 800 г/т) [5] и соответствующих содержаний РЗЭ в сравниваемых образованиях. Эти соотношения сохраняются и в гранитоидах второй генерации. Вместе с тем разная степень дифференциации РЗЭ в сравниваемых гранитоидах может служить показателем различной степени плавления первичных источников – более высокой в Суннагинском куполе по сравнению с Талакитским.

По геохимической характеристике эндрбиты всех разновидностей Талакитского и Суннагинского куполов, а также других районов развития “серых гнейсов” можно отнести к типу син- и позднеколлизиионных гранитов фанерозоя [4, 25], что видно на соответствующей многокомпонентной диаграмме (рис. 10). Однако формирование

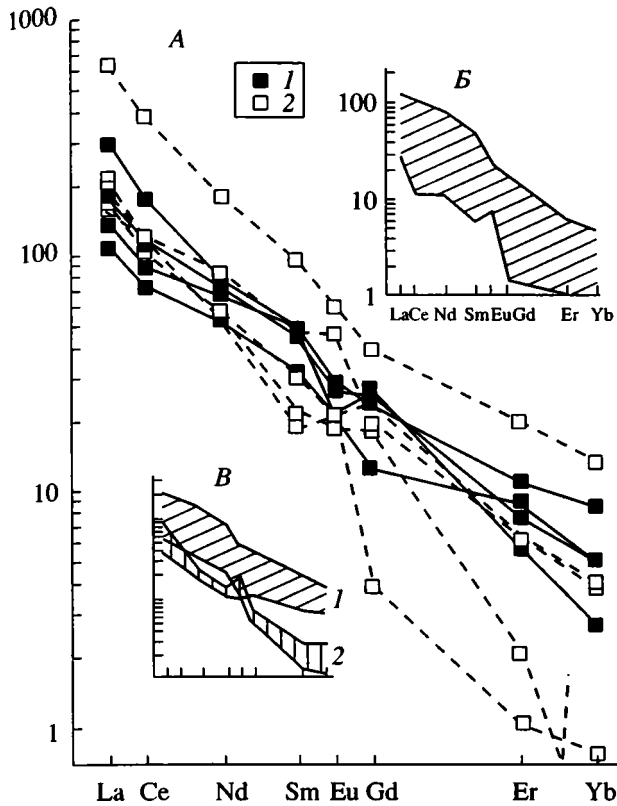


Рис. 9. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в гранитоидах Талакитского (А) и Суннагинского (Б и В) куполов: поля низкокалиевых (Б) и нормальной щелочности эндербитов (В, 1) и лейкогранитов (В, 2) Условные обозначения см. на рис. 8.

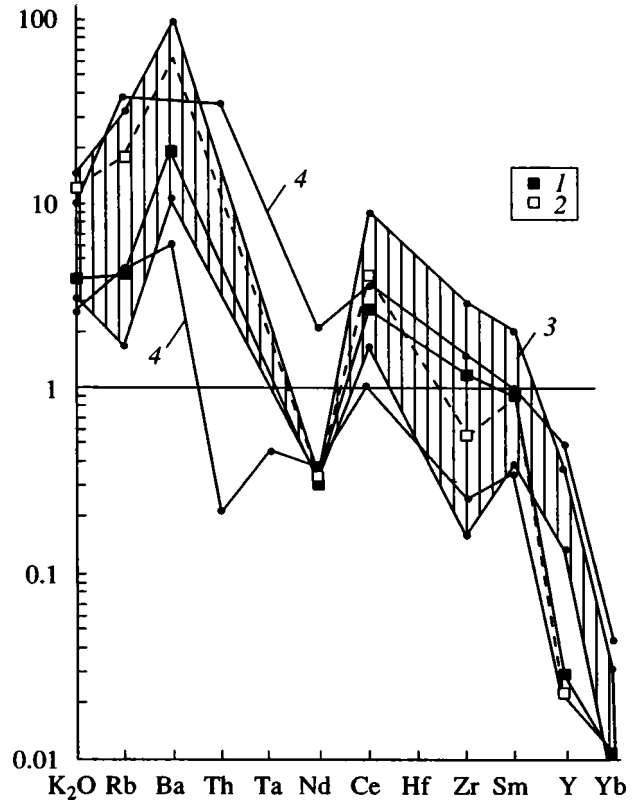


Рис. 10. Многоэлементный график нормированных по океаническому плагиограниту раннеархейских гранитоидов Талакитского и Суннагинского куполов. 1, 2 – см. рис. 8 (средние содержания); 3 – поле низкокалиевых эндербитов и 4 – границы поля эндербитов нормальной щелочности Суннагинского купола.

ансамблей гранитогнейсовых куполов, создающих неповторимый ареальный ядерно-петельчатый стиль тектоники древней континентальной коры, показывает, что зарождение и развитие этих структур осуществлялось под влиянием мощных вертикальных флюидно-термальных струй, приведших, в итоге, к преобразованию первичной базитовой коры в континентальную. Как и в случае с Суннагинским куполом, все это отображалось в увеличении глубины магмогенерации и последовательном вертикальном росте древней континентальной коры от 15–20 до 30 км и более, показателем чего является изменение рубидий-стронциевых отношений [20] в породах всего петрогенетического ряда: от метабазитов инфракристалльного комплекса, низкокалиевых эндербитов, метабазитов даек и силлов до эндербитов нормальной и повышенной щелочности (рис. 11).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнительный геолого-структурный, петрогенетический и геодинамический анализ Талакитского и Суннагинского эндербитовых куполов, от-

носящихся к основным элементам структурных парагенетических систем Олекмо-Витимского и Алдано-Станового нуклеаров Алданского щита, показал, что ход их тектонической эволюции осуществлялся по одному сценарию, в основе которого лежат процессы необратимого последовательного структурно-вещественного преобразования первичной базитовой коры в протоконтинентальную [15, 16]. Это событие, приведшее в каждом случае к увеличению мощности континентальной коры от 15–20 до 30 км и более в пределах одного центра ее роста, связывается с воздействием мантийных плюмов. Отмеченные различия в геохимии метабазитов всех генераций как главных индикаторов состава первичной мантии, а также появление в Талакитском куполе комплементарной базит-анортозитовой ассоциации свидетельствуют, скорее всего, о разном составе мантии упомянутых нуклеаров, продуцирующей родоначальные магмы основного состава с разными геохимическими показателями. При этом отметим возможность разнообразия в неоднородности состава мантии, которая может быть сходной по содержаниям одних элементов (например, бариевая

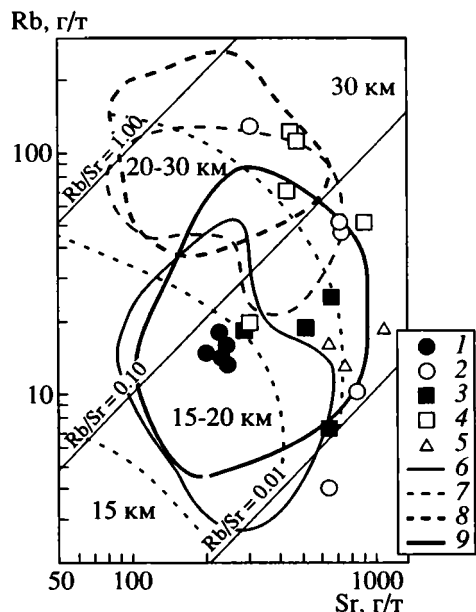


Рис. 11. Диаграмма [20] зависимости содержаний Rb и Sr в раннеархейских метабазах и гранитоидах Талакитского и Суннагинского куполов от мощности земной коры.

1–5 – породы Талакитского купола: метабазиты: 1 – инфракристалльного и 2 – супракристалльного комплексов; эндербиты: 3 – низкокальциевые и 4 – нормальной щелочности; 5 – анортозиты; 6–9 – границы полей метабазитов и гранитоидов Суннагинского купола, 6 – метабазиты инфракристалльного и 7 – супракристалльного комплексов; 8 – низкокальциевые и эндербиты, 9 – нормальной щелочности эндербиты.

метка древней коры Алдано-Станового и Олекмо-Витимского нуклеаров) и различаться по другим (например, по содержаниям РЗЭ в древнейших породах). Вместе с тем нельзя исключить и другие причины, которые могли привести к выявленным геохимическим различиям древней континентальной коры в разных сиалических ядрах и составляющих их эндербитовых куполов. К ним могут относиться неравновеликие объемы мантии, вовлеченные в процессы частичного плавления, или разные состав и температура термофлюидных потоков в очагах генерации куполов. Вполне вероятны и сочетания указанных причин. Так или иначе состав первичной базитовой коры в разной степени отразился на особенностях геохимии как эндербитов первой генерации, так и последующих гранитоидных выплавов из эмбриональной континентальной коры. Эти процессы корообразования также протекали в идентичных геодинамических, но в различных термальных условиях и, соответственно, при разной степени частичного плавления первичных источников. Об этом может свидетельствовать сравнение редкоземельных спектров гранитоидов Талакитского и Суннагинского эндербитовых куполов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный сравнительный анализ эволюции двух архейских эндербитовых куполов, принадлежащих к разным сиалическим ядрам, позволили показать для них единообразие направленности тектонических событий на ранних стадиях формирования континентальной литосферы, получить свидетельства латеральной неоднородности состава первичной мантии и (или) разнообразия глубинных геодинамических и корообразующих процессов, протекавших в это время. В результате этой неоднородности метабазиты и эндербиты всех генераций, слагающие эндербитовые купола разных нуклеаров (производных разных мантийных плюмов), оказываются различными по ряду петрогеохимических показателей, несмотря на то, что ход тектонической эволюции этих структур был одинаковым по стилю.

Результаты проведенного исследования подтверждают эволюционную модель, основанную на представлениях о господстве в раннем докембрии режима тектоники плюмов, определившего формирование таких специфических, неповторимых в дальнейшей геологической истории Земли, структурных парагенетических систем континентальной литосферы, как многокупольные сиалические ядра – нуклеары.

Благодарности. Авторы признательны члену корреспонденту РАН В.И. Коваленко и доктору геол.-мин. наук М.В. Минцу за полезные критические замечания, способствовавшие полноте изложения материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 97-05-65083).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохимия редких элементов. М.: Наука, 1976. С. 267.
2. Богатилов О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Магматические формации в эволюции литосферы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 3–18.
3. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. С. 215.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
5. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническое значение геохимической барьерной метки древней континентальной коры // Геотектоника. 1997. № 5. С. 3–17.
6. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
7. Глуховский М.З., Синцерова Е.А. Тектоника и магматизм района сочленения Станового и Тырканд

- динского глубинных разломов // Геотектоника. 1974. № 1. С. 44–58.
8. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
 9. Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. // Л.: Изд. АН СССР. 1960, С. 142–216. (Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 11. С. 142–216).
 10. Конников А.З., Шалек Е.А. Стратиграфия нижнего докембрия западной части Олекмо-Витимской горной страны // Геология и минералогия докембрия региона Байкало-Амурской магистрали. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. С. 25. (Тр. Нов. сер. Т. 278).
 11. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др. Раннепротерозойские граниты северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 15–21.
 12. Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н., Глебовский С.С., Галибин В.А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л.: Наука, 1972. С. 181.
 13. Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолова Е.С. и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района // Изотопная геология и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7–22.
 14. Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979. С. 311.
 15. Павловский Е.В. Строение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3–14.
 16. Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры) // Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 9–53. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 93).
 17. Сандерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
 18. Суханов М.К., Ваганов П.А. О генетических взаимоотношениях кислых и основных пород в Каларском чарнокит-анортозитовом массиве // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 17–31.
 19. Шульдинер В.И., Шульдинер И.С., Панченко И.В. О расчленении древних метаморфических толщ на западе Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 34–54.
 20. Condie K.C. Archean magmatism and Crustal thickening // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. Vol. 84. № 9. P. 2981–2992.
 21. Kay R., Hubbard N.J., Grast P.W. Chemical characteristics and origin oceanic of ridge volcanic rocks // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 5. № 8. P. 1585–1613.
 22. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadagaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precamb. Res. 1992. Vol. 54. № 2–4. P. 195–210.
 23. O'Connor J.I. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1965. № 525B. P. 79–84.
 24. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // Earth and Planet. Sci. Letters. 1973. Vol. 19. № 3. P. 290–300.
 25. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagramm for Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 4.
 26. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic Implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic Rocks // Contr. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
 27. Pedersen R.B., Maplas J., Falloon T. Petrology and geochemistry of gabbroic and related rocks // Proceedings of the ocean drilling program. Scientific. Result. 1996. Vol. 147. P. 3–19.

Рецензенты: В.И. Коваленко, М.В. Минин

Tectonic Evolution of Archean Enderbite Domes of the Aldan Shield

M. Z. Glukhovsky*, V. M. Moralev*, and V. I. Puzanov**

* Institute of the Lithosphere (ILSAN), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109017 Russia

**Aerogeologiya Association, Moscow, Russia

Comparative analysis of the tectonic evolutions of two Archean enderbite domes from two different nuclear sialic structural ensembles in the Aldan shield shows the uniform trends of geologic events in their history. This implies the development and successive transformation of the mafic protocrust into continental crust in four steps: (a) mafic protocrust generation; (b) partial melting of the protocrust to produce low-K enderbites and inception of domes; (c) accumulation of volcanic-sedimentary cover intruded by mafic sills and dikes upon this embryonic enderbite-mafite continental crust; and (d) partial melting of the embryonic continental crust and formation of normal and alkaline enderbites along with leucogranites that terminate the growth of the enderbite domes. Also, there is some evidence for the heterogeneity of pristine mantle composition and/or the variability of the deep geodynamic and crust-producing processes that took place in various centers of Archean dome development under plume-tectonic regime.

УДК 551.263.038(571.53)

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

© 1998 г. Е. Ю. Рыцк*, Л. А. Неймарк**, Ю. В. Амелин***

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург

**Геологическая служба США, Денвер

***Лаборатория Геохронологии Королевского Музея Онтарико, Торонто

Поступила в редакцию 29.08.96

Работа основана на авторских материалах геологического и изотопно-геохронологического исследования гранитоидного магматизма Катеро-Баргузинского региона Байкальской складчатой области, в результате которого обоснован возраст, последовательность становления и главные петрогеохимические характеристики палеозойских гранитоидных комплексов. Установлено, что в состав Ангаро-Витимского батолита объединялись разновозрастные каледонские и герцинские гранитоиды различных геодинамических обстановок. Среди каледонских гранитов выявлены островодужные и синколлизонные образования, сформированные согласно Sm–Nd изотопным данным при участии вещества позднерифейско-вендской ювенильной коры в результате аккреции островных дуг и микроконтинентов в обстановке, подобной активным окраинам западнотихоокеанского типа. Петротипические баргузинские граниты Ангаро-Витимского батолита являются герцинскими постколлизонными образованиями, образовавшимися за счет раннепротерозойского корового протолита в тыловой области новообразованной активной окраины Палеотетиса.

Палеозойские гранитоиды занимают большую часть территории Байкальской складчатой области. Возраст, этапы становления и происхождение этих гигантских гранитоидных масс являются предметом длительной дискуссии [12, 21, 31 и др.]. Центральное место в этой дискуссии принадлежит проблеме баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, становление которого связывалось с орогеническими этапами байкальского [31] или каледонского [21] циклов тектогенеза. В современных геодинамических моделях Ангаро-Витимский батолит относится к синколлизонным образованиям раннего палеозоя, сформированным в ходе столкновения континентальных массивов [3, 17, 20]. Однако результаты изотопно-геохронологического исследования в Катеро-Баргузинском регионе Байкальской складчатой области указывают на разновозрастность объединяемых в Ангаро-Витимский батолит гранитоидов и герцинский возраст петротипических, по Л.И. Салопу [31], баргузинских гранитов [27, 28]. С целью согласования полученных результатов с моделями геодинамической эволюции Байкальской складчатой области в настоящей статье обобщены новые и опубликованные геологические, геохронологические и изотопно-геохимические данные.

1. О ПРОБЛЕМЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Согласно Л.И. Салопу [31], рифейские гранитоиды мамско-оронского и баргузинского комплексов фиксируют кульминацию байкальского орогенеза на севере и юге Байкальской складчатой области. Баргузинские гранитоиды образуют крупнейший в мире Ангаро-Витимский ареал-плутон, охватывающий большую часть площади Верхневитимской эвгеосинклинальной зоны, по [31]. Внедрение раннепалеозойских гранитоидов (конкудеро-мамаканский и витимканский комплексы) связывалось с заключительным этапом развития подвижного пояса байкалид, а гранитоиды джидинского комплекса Л.И. Салоп [31] рассматривал в качестве син-постскладчатых салаирских образований Забайкальской эвгеосинклинали.

Опираясь на результаты детального геолого-петрологического исследования гранитоидного магматизма Витимского плоскогорья, Б.А. Литвиновский и А.Н. Занвилевич [21] объединили джидинские, витимканские и баргузинские гранитоиды (по [31]) в единый баргузинский комплекс раннего палеозоя. Таким образом, Ангаро-Витимский батолит, в состав которого была включена также и большая часть раннепалеозойских гранитоидов севера Байкальской складчатой области,

оказался по своим размерам уникальным ареал-плутоном [21]. Оценка возраста баргузинского комплекса и батолита в целом базировалась на геологических наблюдениях эруптивных контактов считающихся баргузинскими гранитами с фаунистически доказанными кембрийскими отложениями Витимского плоскогорья и налегании на размытой поверхности этих гранитов пестроцветной молассы с фауной от ордовика до девона [6]. Гранитоиды, прорывающие породы баргузинского комплекса, были выделены в зазинский комплекс среднего-позднего палеозоя [21].

С другой стороны, согласно версии В.А. Амантова [12], становление Ангаро-Витимского батолита определялось длительным и многостадийным процессом палеозойской ремобилизации докембрийских гранитоидов с сохранением собственно баргузинских гранитов рифейского возраста лишь по южной и северной периферии батолита.

Геохронологические исследования палеозойских гранитоидов Байкальской складчатой области и Забайкалья немногочисленны. Для порфириовидных гранитов петротипических массивов витимканского и зазинского комплексов Витимского плоскогорья с помощью K-Ar- и Rb-Sr-методов были получены значения возраста 320 ± 10 и 261 ± 7 млн. лет соответственно [24]. Для петротипических баргузинских гранитоидов из бассейна р. Джирга Rb-Sr-методом по большому валовым пробам было получено значение возраста 1014 ± 80 млн. лет, а для когенетичных гранитов пегматитов – 326 ± 27 млн. лет [35]. Порфириовидные граниты Нестерихинского массива в бассейне р. Баргузин (Чивыркуйский плутон витимканского [10] или конкудеро-мамаканского [12] комплексов) датированы U-Pb методом по циркону 298 ± 8 млн. лет [18], однако, согласно [23], принадлежат первой фазе баргузинского комплекса раннего палеозоя. Близкое этому значение возраста 290 ± 3 млн. лет недавно получено U-Pb методом по циркону для порфириовидных гранитов бассейна р. Турки (также баргузинских, по [21, 31], или джидинских, по [10]). Герцинские оценки возраста в последнее время получены U-Pb методом по циркону и для петротипических гранитов мамско-оронского [29] и конкудеро-мамаканского комплексов [7] (север Байкальской складчатой области). Таким образом, среди имеющихся на настоящее время геохронологических данных для гранитоидов Байкальской складчатой области совершенно отсутствуют значения возрастов, отвечающие байкальскому и каледонскому циклам тектогенеза. Вследствие дискуссионности возраста на большинстве сводных геологических карт Байкальской складчатой области и Забайкалья баргузинские граниты показаны как нерасчлененный комплекс позднего докембрия-раннего палеозоя [8, 9, 11] либо в значительной мере условно разделены на позднерифейские и раннепалеозойские образования [10].

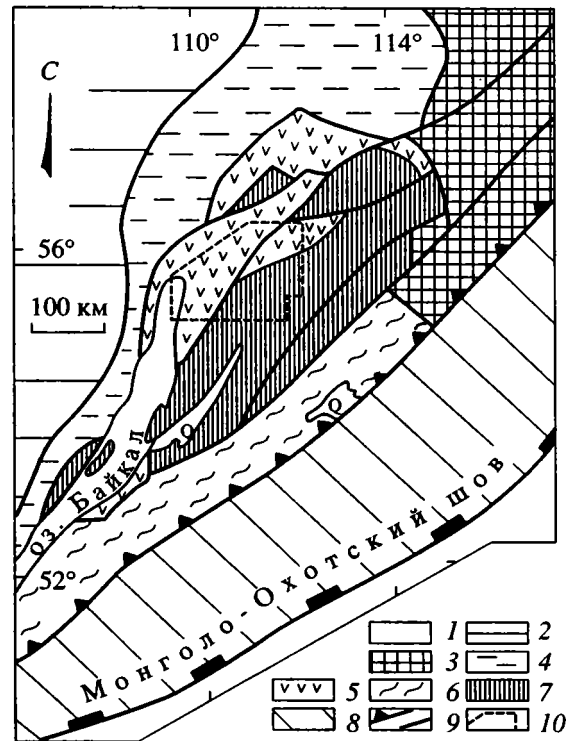


Рис. 1. Структурная схема юга Восточной Сибири.

1 – кайнозойские впадины; 2, 3 – Сибирская платформа; 2 – чехол платформы, 3 – Алданский щит; 4 – Байкало-Патомская складчатая зона (фрагменты фундамента платформы и метаморфические осадочные комплексы супраструктуры нерасчлененные); 5, 6 – складчатые зоны, образованные вулканогенно-осадочными сериями, разделявшими Сибирскую плиту и Баргузино-Витимский микроконтинент; 5 – Байкало-Витимская, 6 – Джидо-Витимская; 7 – Баргузино-Витимский микроконтинент; 8 – Восточно-Забайкальская складчатая система; 9 – тектонические швы, в том числе Джидо-Каларский; 10 – границы Катеро-Баргузинского региона (см. рис. 2).

В предложенных геодинамических реконструкциях [3, 17, 20, 22], несмотря на недостаточность геологических критериев оценки возраста [5, 32] и отсутствие надежных геохронологических данных для баргузинского комплекса, становление гигантского объема гранитов Ангаро-Витимского батолита связывается с каледонской коллизией между Сибирским кратоном и Баргузино-Витимским микроконтинентом, выделяемым вслед за Е.Н. Алтуховым [1] большинством исследователей [3, 12, 17 и др.] на месте Верхневитимской эвгеосинклинальной зоны Л.И. Салопы [31].

Рассмотрим результаты геологического и изотопно-геохронологического изучения разнообразных гранитоидов Катеро-Баргузинского региона (рис. 1 и 2), включающих петротипические, по Л.И. Салопу [31], граниты баргузинского комплекса.

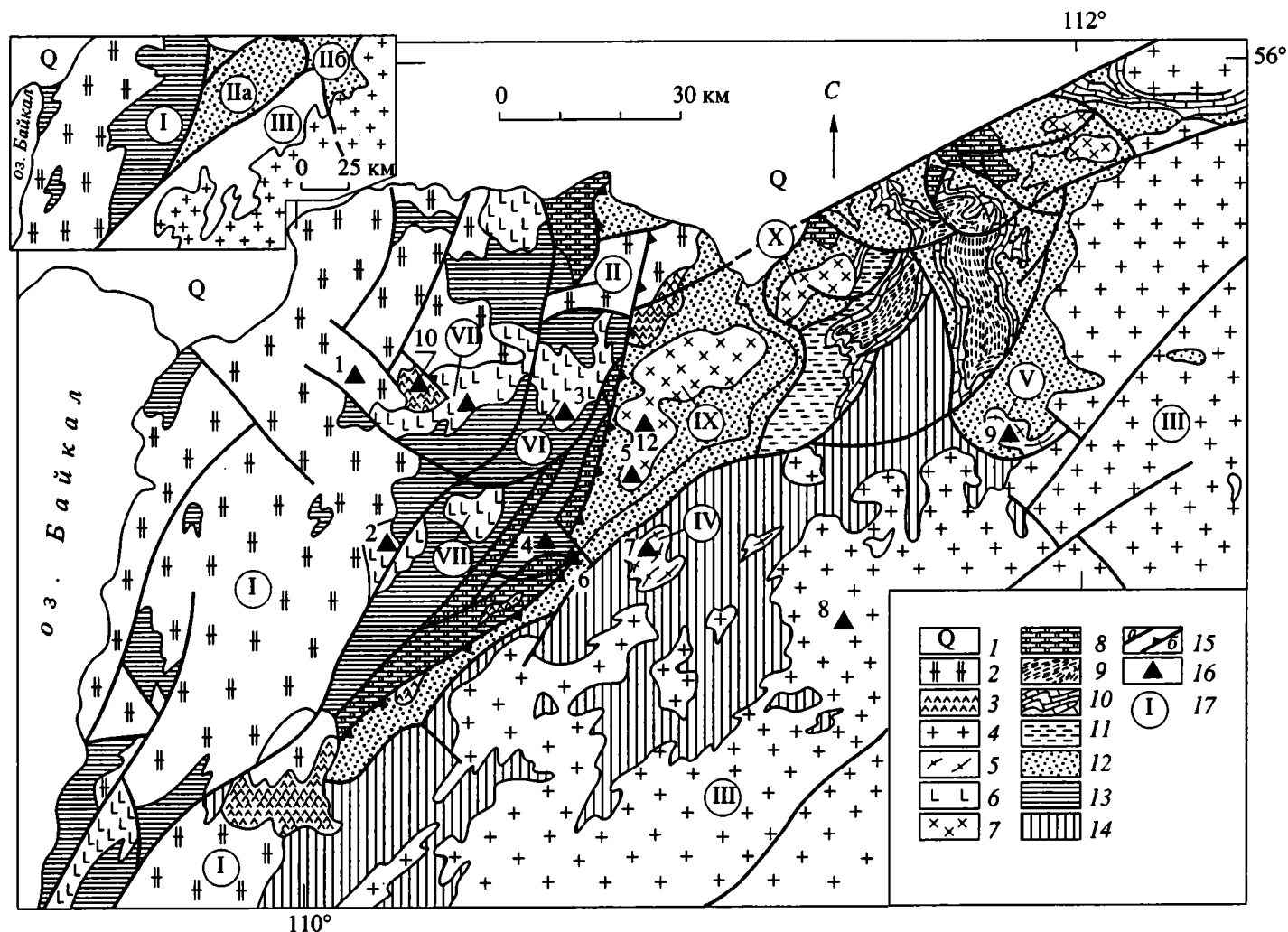


Рис. 2. Схема геологического строения Катеро-Багузинского региона (см. рис. 1) и места отбора проб для изотопно-геохронологического изучения.

1 – четвертичные отложения; 2–7 – палеозойские гранитоидные комплексы: 2, 3 – Чивыркуйский: 2 – вторая (главная) и 3 – первая фазы, 4 – Баргузинский, 5 – Сининдинский, 6 – Светлинский, 7 – Огеми-Даванский; 8–14 – стратифицированные образования: 8 – биряминская серия кембрия; 9–14 – верхнерифейские: 9–12 – катерская серия: 9 – песчанико-сланцевая тоща (янчуйская света), 10 – горизонт известняков в кровле няндонинской свиты, 11 – углеродисто-кремнистые сланцы, метапесчаники и известняки (няндонинская свита), 12 – метапесчаники, сланцы, метавулканы кислого и реже среднего-основного состава (уколкитская свита), 13 – нюрундуканская толща, 14 – терригенно-карбонатная баргузинская свита; 15 – разрывные нарушения (а), в том числе границы Светлинской зоны (б); 16 – точки отбора проб для изучения изотопными методами (цифры соответствуют номерам проб в таблицах 1 и 5); 17 – гранитоидные массивы региона (I – Чивыркуйский, II – Амундинский, III – Баргузинский, IV – Сининдинский, V – Алдундинский, VI – Светлинский, VII – Богодиктинский, VIII – Нукшикитский, IX – Даванский, X – Ауникийский).

На врезке показаны структурные элементы Катеро-Багузинского региона: I – Светлинская и II – Катерская зоны (IIa – Томпуда-Няндонинский и IIб – Янчуйский прогибы, III – Баргузино-Витимский микроконтинент).

Таблица 1. Геохронологические данные для палеозойских гранитоидных комплексов Байкальской складчатой области

Комплекс, массив, порода	№ обр. на рис. 2	Метод	Возраст, млн. лет	Источник
Конкудеро-Мамаканский, Дылгдасинский, биотитовый гранит	–		270–340	Бухаров А.А. и др. [7]
Чивыркуйский, Чивыркуйский, диорит	10		301 ± 2	Неймарк Л.А. и др. [27]
То же, порфировидный гранит	–		298 ± 8	Козубова и др. А.А. [18]
Баргузинский, Северо-Муйский, гранит	–	U–Pb	270–320	Бухаров А.А. и др. [7]
Баргузинский, центр. часть батолита, массивный гранит	8		301–314 ± 8	Неймарк Л.А. и др. [27]
Мамско-Оронский, Большепатомский купол, гнейсо-гранит	–		354 ± 12	Неймарк Л.А. и др. [29]
Сининдинский, Алдундинский купол, гнейсовидный биотитовый гранит	9		387 ± 6	Неймарк Л.А. и др. [28]
Сининдинский, одноименный массив, гнейсо-гранит	7	K–Ar	350 ± 10	Неопублик. данные авторов и А.Г. Рублева
Светлинский, Богодиктинский массив, биотит-амфиболовый гнейсо-гранит	11		426 ± 24	Неймарк Л.А. и др. [28]
Огеми-Даванский, Даванский массив, порфировидный гранодиорит	12	U–Pb	441 ± 13	Настоящая статья

Примечание. Му – мусковит.

2. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ КАТЕРО-БАРГУЗИНСКОГО РЕГИОНА

Катеро-Баргузинский регион охватывает юго-западный фланг Байкало-Витимского складчатого пояса байкалид и часть Баргузино-Витимского микроконтинента (см. рис. 1). Байкало-Витимский пояс включает Светлинскую зону, сложенную нюрндуканской толщей с фрагментами вендских офиолитов [26], и Катерскую зону тыловодужных прогибов, выполненных катерской серией верхнего рифея (см. рис. 2). Для катерской серии характерны флишвидные толщи с граувакками, прослоями кремнистых и карбонатных пород, а также известково-щелочные базальтоиды, андезиты и риолиты. Рифейский чехол Баргузино-Витимского микроконтинента представлен баргузинской терригенно-карбонатной свитой, ранее ошибочно включавшейся в состав катерской серии [2, 31] (см. рис. 2). Согласно нашим наблюдениям в бассейнах рек Сининды, Няндони и Катеры, баргузинская свита отличается от катерской серии моно- и олигомиктовым составом метатерригенных пород и преобладанием в разрезе кальцитовых мраморов. Контакт между баргузинской свитой и катерской серией повсеместно служит пологий надвиг, сопровождающийся разнообразными тектонитами. По этому надвику породы баргузинской свиты тектонически перекрывают граувакковый флишвид катерской серии, образуя серию покровов “сорванного” чехла Баргузино-Витимского микроконтинента.

По геологосъемочным данным все гнейсовидные граниты Катерской и Светлинской зон, вклю-

чая плагиограниты и тоналиты, относились к баргузинскому комплексу, а массивные и порфировидные граниты – к витимканскому комплексу раннего [31] или позднего палеозоя [12]. Петротипические гранитоиды баргузинского комплекса описаны Л.И. Салопом [31] в Южно-Муйском хребте Катеро-Баргузинского региона и в структурном плане принадлежат Баргузино-Витимскому микроконтиненту (см. рис. 2). Согласно Б.А. Литвиновскому [21], все гранитоиды региона вне зависимости от их тектонической позиции образуют единый батолит баргузинских гранитов раннего палеозоя.

2.1. Палеозойские гранитоидные комплексы и их геохронология

В результате геологического, петрогеохимического и геохронологического изучения нами обоснована новая схема палеозойского гранитоидного магматизма региона (табл. 1). Все использованные геохронологические данные, включая приводимые в настоящей статье для гранодиоритов Даванского массива, получены U–Pb изохронным методом по циркону и сфену. Методика U–Pb изотопного анализа описана в [25].

2.1.1. Каледонские гранитоиды

Светлинский комплекс. Представлен тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой серией пород Богодиктинского, Нукшикитского и Светлинского массивов, приуроченных к краевой части Светлинской зоны Баргузино-Витимского пояса (см.

Таблица 2. U-Pb изотопные данные для цирконов и сфена из гранитов Даванского массива (проба № 089-1)

Размерность фракции минерала, навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопный состав Pb*			$^{206}\text{Pb}^{**}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^{**}/^{235}\text{U}$	Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн. лет
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$			
			Циркон					
<0.06 мм, 2.2	894	67.1	2782	16.248	7.329	0.07240	0.5631	469 ± 9
0.06–0.085 мм, 3.9	799	59.4	6156	17.000	8.035	0.07288	0.5682	474 ± 3
0.085–0.1 мм, 3.8	756	56.6	6289	16.925	8.232	0.07368	0.5776	486 ± 7
>0.1 мм, 4.7	713	53.1	6589	16.977	8.370	0.07336	0.5743	438 ± 2
			Сфен					
Валовая проба, 6.9	75.8	11.3	179.7	7.328	0.9900	0.07226	0.5549	440 ± 25

* Измеренные величины.

** Значения, исправленные на масс-фракционирование, холостой опыт и обыкновенный Pb, по [41].

рис. 2). Все массивы локализованы в метаморфических породах нюрундуканской толщи субсогласно со структурами вмещающих пород и сопровождаются мигматитами. Значительно реже наблюдаются эруптивные контакты.

В становлении комплекса выделяются три интрузивные фазы. Первая фаза сложена крупно- и среднезернистыми диоритами. Вторая фаза представлена широкой гаммой пород от мезократовых плагиогнейсо-гранитов до массивных тоналитов и порфиоровидных гнейсовидных плагиогранитов с реликтами и включениями переработанного меланократового субстрата. К третьей фазе отнесены дайки и жилы биотитовых лейкократовых гранитов.

Возраст типичных тоналитовых гнейсо-гранитов Богодиктинского массива светлинского комплекса, определенный U-Pb методом по циркону и сфену, составляет 426 ± 24 млн. лет [27].

Огеми-даванский комплекс. Представлен диорит-гранодиорит-гранитовой серией пород Мокченского, Даванского, Ауникинского, Южно-Амнундинского массивов Уколкитского хребта, приуроченных к краевой части Катерской зоны Байкало-Витимского пояса (см. рис. 2). Гранитоиды всех массивов, за исключением небольших штоков в бассейне р. Катеры, прорывают породы уколкитской свиты катерской серии. Вместе с тем большинство контактов массивов отчетливо тектонизированы, а сами массивы образуют сводовые части крупных антиклинальных структур и рассечены многочисленными разрывными нарушениями, связанными с наложенной тектонической переработкой.

Огеми-даванский комплекс формировался в три фазы внедрения. Большая часть комплекса сложена массивными, порфиоровидными и реже гнейсовидными биотит-амфиболовыми гранитами и гранодиоритами второй, главной, фазы и включает ксенолиты габбро-диоритов, диоритов и монцонитов первой фазы. Небольшие штоки лейкократовых гранитов, дайки и жильные тела гранит- и плагиогранит-порфиоров, аплитов и пегматитов относятся к третьей фазе.

Для оценки возраста пород главной фазы огеми-даванского комплекса нами изучены гранодиориты из центральной части Даванского массива в верховье р. Няндони (см. рис. 2). Результаты анализа U-Pb изотопной системы, полученные для четырех размерных фракций циркона и валовой навески сфена, представлены в табл. 2. Размерные фракции циркона образуют четырехточечную изохрону, пересекающую конкордию в точках, соответствующих возрастам 1032 ± 340 млн. лет и 441 ± 13 млн. лет (рис. 3). При этом все экспериментальные точки группируются вблизи нижнего пересечения, что позволяет интерпретировать данные в рамках модели, предполагающей наличие в цирконах унаследованного древнего компонента Pb рифейского возраста [27]. Данные по сфену конкордантны и по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отвечают значению возраста в 450 ± 2 млн. лет. Результаты по циркону и сфену совпадают в пределах погрешности, указывая на время формирования гранодиоритов Даванского массива в интервале 428–454 млн. лет.

Сининдинский комплекс. Объединяет гнейсо-граниты и гнейсовидные граниты, образующие Сининдинский куполовидный массив, "краевые" купола Ангаро-Витимского батолита и небольшие пластовые тела. Типичными породами комплекса являются синметаморфические биотитовые и биотит-мусковитовые граниты с гнейсовидностью, конформной складчатым структурам F3 вмещающих метаморфических пород чехла Баргузино-Витимского микроконтинента и Катерской зоны.

Согласно U-Pb изохронным данным по циркону и сфену, возраст гнейсовидных гранитов Алдундинского "краевого" купола составляет 387 ± 6 млн. лет с возрастом унаследованного циркона 503 ± 10 млн. лет [28]. K-Ar возраст крупночешуйчатого мусковита из гнейсо-гранитов Сининдинского массива не моложе 350 млн. лет.

Октокитский (дайковый) комплекс. В этот комплекс включены многочисленные пластообразные, дайковые и жильные тела плагиогранитов, гранит-порфиоров, сиенит- и фельзит-порфиоров,

альбитизированных плагиопорфиров. Дайковый комплекс сопровождается регионально проявленными пропилитами и локально развитыми золотоносными березитами. Из-за интенсивных наложенных изменений надежных геохронологических данных для пород дайкового комплекса получить не удалось.

2.1.2. Герцинские гранитоиды

Баргузинский комплекс. Согласно полученным данным, к баргузинскому комплексу отнесены лишь граниты междуречья Баргузин–Катера–Ципа, отвечающие петротипической, по [31], части Ангаро-Витимского батолита и представленные массивными биотитовыми гранитами с преобладанием лейкократовых разностей. Главными особенностями петротипического массива являются выдержанность петрографического и химического состава гранитов, четко проявленное постметаморфическое становление и лополитообразная форма. Для типоморфных гомогенных мелкозернистых лейкократовых гранитов U-Pb методом по циркону получено значение возраста 301–314 млн. лет и установлено наличие унаследованного циркона с возрастом 1190 ± 60 млн. лет [27]. Ранее полученная по валовым пробам Rb-Sr методом более древняя оценка [35] также отвечает рифейскому возрасту субстрата баргузинских гранитов [27].

Чивыркуйский комплекс. Представлен серией пород гранодиорит-гранит-граносиенитового состава с преобладанием микроклиновых гранитов, которые слагают Чивыркуйский, Малан-Зурхенский и северную часть Амундинского массивов. К северу от Верхнеангарской впадины крупные массивы сходного строения и состава традиционно выделяются в качестве конкудеро-мамаканского комплекса.

Гранитоиды имеют эруптивные контакты с вмещающими породами нюрндуханской толщи и гнейсовидными гранитами светлинского комплекса и включают переработанные ксенолиты этих пород. В становлении чивыркуйского комплекса намечается несколько фаз. К первой фазе относятся массивные диориты и монцодиориты, образующие как ксенолиты среды гранитоидов главной фазы, так и небольшие самостоятельные массивы изометричной формы и зонального строения с монцонитами по периферии и сиенитами и диоритами в центральных частях (Верхнекилгологитский, Бирамьинский и др.). Характерной чертой главной фазы является широкое развитие крупно- и гигантозернистых массивных и порфириовидных биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов с вкрапленниками калишпата. Заключительную фазу составляют штоки и жильные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов и пегматитов.



Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов и сфена из гранодиоритов Даванского массива (огемидаванский комплекс)

Эллипсы соответствуют аналитическим погрешностям (2σ). Цифры у эллипсов – размерность фракций.

Возраст диоритов первой фазы комплекса, полученный U-Pb методом по циркону, равен 301 ± 2 млн. лет [27], совпадая с оценками возраста порфириовидных гранитов этого комплекса в нижнем течении р. Баргузин и бассейне р. Турк – 298 ± 8 млн. лет и 290 ± 3 млн. лет соответственно [4, 18].

2.2. Сравнительная петрогеохимическая и изотопно-геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов

2.2.1. Петрогеохимические данные

Оригинальные петрогеохимические данные для выделенных гранитоидных комплексов приведены в табл. 3 и 4. В ряде диаграмм использованы также данные химических анализов, заимствованные из геологосъемочных отчетов Л.Е. Иванова, В.Г. Филатова и А.Г. Степина.

Для сравнения петрогеохимических характеристик гранитоидных комплексов использованы известные диаграммы. Согласно диаграммам $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 4) и $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 5), каледонские гранитоиды принадлежат нормальной по щелочности серии тоналит-гранодиорит-гранит с преобладанием натрия над калием, в то время как герцинские гранитоиды относятся к субщелочной серии с повышенным содержанием SiO_2 и K_2O . На треугольной диаграмме Ab–An–Ort (рис. 6) каледонские гранитоиды отвечают тона-

Таблица 3. Химический состав гранитоидов Катеро-Баргузинского региона

№ пробы	БГД-11	90010	1145/1	3076	3072/4	3074/9	3013/2	1211/1	089-1	1212/1	1039/1	1091/1	3162	3161	3159	3158	1196/1	D-1	1194/1	
Комплекс	Светлинский						Огеми-даванский										Сининдинский			
вес. %																				
SiO ₂	65.47	68.24	69.36	53.39	52.34	50.38	60.81	61.81	67.55	66.06	71.65	70.59	73.11	75.29	70.29	76.84	66.04	68.49	71.16	
TiO ₂	0.74	0.55	0.33	1.09	1.07	1.35	0.55	0.54	0.36	0.37	0.45	0.23	0.15	0.08	0.06	0.12	0.46	0.54	0.22	
Al ₂ O ₃	16.01	16.68	15.8	18.21	18.05	19.39	18.22	16.13	17.51	16.1	13.87	15.55	14.5	13.66	12.13	12.4	16.56	16.28	15.49	
Fe ₂ O ₃	2.13	3.01	0.96	3.79	4.54	3.81	2.27	2.37	1.06	1.58	1.26	0.8	0.95	0.77	0.93	0.63	2	1.41	1.21	
FeO	2.59	–	1.42	4.9	5.25	4.83	2.24	2.13	1.01	1.56	1.54	1.05	0.28	–	–	0.35	1.42	1.54	0.71	
MnO	0.07	0.04	0.07	0.11	0.1	0.15	0.1	0.1	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	–	0.04	0.03	0.07	0.05	0.04	
MgO	1.7	0.92	0.68	3.55	3.93	4.21	1.57	2.26	1.15	1.5	1.09	0.54	0.59	0.35	0.38	0.29	1.55	0.87	0.65	
CaO	3.66	3.14	2.39	6.48	6.46	7.85	2.93	4.5	2.66	3.34	2.64	1.81	1.18	0.74	4.55	0.74	3.87	2.74	2.46	
Na ₂ O	4.44	5.22	4.29	4.8	3.76	4.44	4.78	5.11	5.09	5.15	3.9	5.17	4.18	4.36	3.51	3.71	4.48	5.62	4.32	
K ₂ O	2.48	1.4	3.51	1.76	2.28	1.42	4.72	3.63	3.56	3.46	2.8	3.01	4.56	3.95	4.37	4.28	2.36	2.13	3.28	
P ₂ O ₅	0.24	0.18	0.09	0.81	0.7	0.64	0.4	0.44	0.18	0.18	0.14	0.09	–	–	–	–	0.13	0.22	0.05	
П. п. п.	0.91	0.75	1.12	1.2	1.43	1.45	1.56	0.93	0.11	0.77	0.09	1.11	0.68	1.02	3.65	0.62	0.19	0.42	0.51	
г/т																				
Rb	80	32	80	48	58	24	72	54	82	72	49	53	155	133	133	129	50	54	58	
Sr	896	952	687	2003	1745	1364	1633	1724	1076	1226	903	733	205	53	43	138	1263	1027	881	
Ba	1233	471	1560	1110	1250	860	1660	1180	739	830	1030	510	310	25	25	110	1010	574	880	
Y	32	13	19	37	27	36	33	22	21	20	17	14	13	9	9	17	15	21	11	
Ti	4533	3259	1600	6100	5900	6400	2600	2300	2056	1600	1800	1100	600	200	50	400	2600	3238	900	
Zr	356	199	248	265	118	245	296	231	156	191	150	169	108	55	63	94	165	234	103	
Nb	18	10	14	17	13	12	21	15	11	11	11	8	18	16	14	15	5	8	4	
Th	29	11	17	–	4	1,5	5	10	21	14	11	10	24	23	21	26	6	11	4	
U	–	–	2,7	0,8	1,5	0,34	3,5	2,8	–	3,9	1,4	1,4	7,3	2,7	2,7	3,8	2,2	–	1,1	
Ni	19	6	–	35	15	42	12	14	10	10	8	7	–	8	6	8	8	7	8	
Co	7	8	–	14	16	13	6	–	4	8	–	7	–	–	–	–	–	4	–	
V	115	60	–	200	200	100	50	100	57	–	–	–	–	–	–	–	300	52	200	
Cr	38	32	–	30	–	26	20	35	4	19	9	12	–	10	–	13	13	21	11	
Mn	–	–	350	460	430	640	660	450	–	180	120	610	–	530	47	340	330	–	160	

Таблица 3. Окончание

№ пробы	3155	129/1	129/3	129/4	022-1	018-1	035-2	037-3	Бгд-111	3142	3143	3147	3145	1129/3	1128/3	3059/6	1128/1	90035	025-2	023-4	
Комп-лекс	Окто-кит-ский	Баргузинский							Чивыркуйский									Конкуде-ро-мама-канский	Чивыр-куйский		
вес. %																					
SiO ₂	71.64	69.93	71.15	71.82	71.56	72.24	72.77	72.49	58.89	54.06	53.78	50.4	70.41	74.82	78.37	68.87	73.71	63.3	67.4	70.45	
TiO ₂	0.16	0.18	0.44	0.28	0.24	0.15	0.03	0.22	0.82	1.69	0.86	1.2	0.26	0.05	0.03	0.19	0.17	0.99	0.83	0.31	
Al ₂ O ₃	15.85	17.22	13.5	14.86	16.16	16.08	15.82	16.02	17.67	18.02	17.27	17.96	15.77	14	12.04	15.69	15	15.49	15.15	15.6	
Fe ₂ O ₃	1.24	0.51	1.86	1.05	0.13	-	-	0.11	2.49	3.67	3.62	2.41	0.93	0.89	0.56	1.02	0.93	3.43	0.82	0.5	
FeO	-	0.35	1.56	0.71	1.27	1.08	0.57	0.9	3.22	3.33	3.69	6.02	0.49	-	-	0.35	0.35	2.31	2.76	1.44	
MnO	0.07	-	0.06	0.03	-	-	-	-	0.1	0.11	0.1	0.13	-	-	-	-	-	0.09	0.04	-	
MgO	0.17	0.38	1.1	0.59	0.34	0.25	-	0.25	3	3.3	5	5.13	0.51	0.24	-	0.32	0.32	1.53	1.38	0.87	
CaO	0.91	2.86	1.06	2.2	1.49	1.77	1.96	1.7	5.86	5.13	6.84	9.09	2.06	0.94	0.51	2.71	1.65	3.81	2.41	1.5	
Na ₂ O	4.61	5.61	3.74	4.44	3.85	4.22	3.54	4.2	4.28	4.74	4.1	4.02	4.88	4.76	3.05	4.76	5.86	4.74	3.62	3.76	
K ₂ O	4	2.49	5.16	3.26	5.26	4.35	5.24	4.35	2.67	4.13	2.77	1.77	2.82	3.95	5.59	4.55	1.26	3.59	5.12	4.99	
P ₂ O ₅	-	-	0.08	0.05	-	-	-	-	0.32	0.72	0.2	0.57	0.06	-	-	-	-	0.43	0.21	0.09	
П. п. п.	-	0.59	0.56	0.73	0.14	0.12	0.06	0.1	0.85	1.08	1.97	1.18	1.83	0.53	0.35	1.52	0.36	0.72	0.45	0.69	
г/т																					
Rb	98	62	155	69	158	128	142	110	72	109	82	51	64	220	233	162	71	116	270	208	
Sr	181	1588	397	930	938	935	716	1153	1258	976	956	1423	326	206	333	984	962	1070	303	525	
Ba	1120	1960	1520	1560	-	-	-	-	1460	2970	860	1050	880	150	380	1380	470	1614	-	-	
Y	21	10	14	13	15	12	6	10	24	34	31	24	11	12	14	20	15	57	27	12	
Ti	900	700	1900	1100	-	-	-	-	4651	7400	4600	6500	1300	50	200	900	500	5057	-	-	
Zr	193	103	153	149	201	95	43	149	143	408	257	88	180	108	95	162	203	453	462	186	
Nb	21	5	13	9	13	15	6	12	7	26	17	9	9	12	8	16	13	36	31	15	
Th	16	5	9	7	11	5	-	8	13	12	12	1	18	39	16	10	10	29	39	24	
U	4	1,3	4	1,8	-	-	-	-	-	2,6	2,2	1,1	3,6	6,6	1,8	1,5	1,4	-	-	-	
Ni	-	10	-	11	-	-	-	-	16	11	38	40	12	13	10	6	13	10	-	-	
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	20	6	15	23	-	-	-	-	-	12	-	-	
V	-	50	-	-	-	-	-	-	114	-	100	200	-	-	200	50	-	57	-	-	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	47	13	52	42	11	-	14	13	-	39	-	-	
Mn	260	390	450	570	-	-	-	-	-	400	350	48	37	600	100	190	620	-	-	-	

Примечание. Фазы: первая (4-8, 28-31); вторая (1-3, 9-12, 17-20); третья (13-16); главная (21-27, 32-39). Прочерк - элемент или окисел не определен.

Таблица 4. Средние содержания элементов-примесей, г/т, в гранитоидах Катеро-Баргузинского региона

Комплекс	Огеми-дованский				Светлинский				Сининдинский	Октокитский	Баргузинский	Чивыркуйский		
	1	2	3	4	5	6	7	8				9	10	11
K %	3.39	2.6	2.5	3.62	1.48	1.49	2.79	0.3	2.64	1.31	3.49	3.96	3.78	2.4
Na, %	3.43	3.23	3.7	2.98	3.07	3.24	2.99	6.12	3.44	5.9	3.29	2.95	3.44	3.18
Li	19	23	12	25	10	10	7	2	22	4	18	11	34	11
Rb	68	55	54	122	39	45	69	7	59	19	95	218	156	65
Sr	1447	752	603	110	1739	895	553	664	854	227	794	259	971	823
Ba	1395	734	534	130	1000	646	1767	705	708	303	1480	308	1640	1308
U	2.6	1.4	1.1	4.1	1	1.1	1.8	0.5	1.5	2.7	2.6	3.8	2	2.5
Th	8	9	5	24	4	6	12	5	5	12	9	17	10	11
Zr	292	146	141	80	164	137	174	108	123	594	137	80	183	219
Nb	16	11	7	16	11	6	9	3	6	92	11	12	17	15
Y	28	18	14	12	33	14	11	11	13	37	14	13	19	22
Ca	2	1.5	1	0.6	4.8	2.3	1.4	0.75	1.3	1.5	1	0.4	1.1	3.4
Ti	2485	1678	1029	325	5710	2900	1433	750	1156	2300	1250	200	1200	4300
Pb	22	19	19	32	12	15	21	6	22	17	23	40	36	27
Mo	2.8	2.8	4.3	2.3	1.6	1.4	1.7	1.3	1.2	2	2	3	3	1.7
F	509	329	500	160	1130	348	217	330	284	180	343	496	418	565
Ni	13	11	8	7	35	25	10	25	7	8	9	10	9	27
Co	7	5	4	1.5	14	9	6	5	2	7	1.1	1.2	2	13
Cr	21	16	11	6	38	18	4	37	7	9	4.3	12	18	23
Mn	602	187	320	295	593	214	203	68	241	123	465	262	289	417
Ga	20	17	18	14	23	14	13	13	18	25	17	28	26	16
Se	3	3	1.9	1.3	11	5	2.3	2	2	3.3	2.8	2.2	1.8	7.2
n	9	13	7	4	9	9	4	4	9	3	4	5	4	6

Примечание. 1–14 – 1 – диориты и гранодиориты Даванского массива; 2 – граниты Мокченского массива; 3 – граниты штока Огеми; 4 – лейкограниты Мокченского массива; 5 – габбро-диориты Нукшикитского массива; 6 – диориты; 7 – гранодиориты; 8 – плагиограниты; 9 – гнейсо-граниты Сининдинского массива; 10 – дайки альбитизированных гранит-порфиров; 11 – граниты (верховья р. Левая Номемы); 12 – граниты Чивыркуйского массива; 13 – гранодиориты Чивыркуйского массива; 14 – монцодиориты первой фазы Верхнекилгологитского массива.

Методы определения элементов-примесей и погрешности: Pb, Th – 0.0005%; Y, Zr, Nb – 0.0003%; Rb, Sr – 0.0002% – рентгеноспектральный метод. Cr, Ni, Co – 2 г/т и Mn – 20 г/т – количественный спектральный метод. U – люминисцентный метод.

литам–трондьемитам, а герцинские – трондьемитам и, главным образом, гранитам. Согласно диаграммам A–B (рис. 7) и $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, каледонские граниты являются метглиноземистыми мезомеланократовыми породами, а большая часть герцинских гранитов – мет- и перглиноземистыми лейкогранитами.

В сравниваемых комплексах существенно различается состав элементов-примесей (см. табл. 3 и 4). В целом, согласно классификации [33], каледонские гранитоиды отвечают тоналит-гранодиоритовому и гранит-гранодиоритовому типам, а относительно обогащенные литофильными элементами герцинские граниты – субщелочному палингенному типу. При этом для всех палеозойских гранитоидов региона характерен повышенный уровень концентрации Sr и в меньшей степени Ba.

Отмеченные петрогеохимические отличия состава разновозрастных гранитоидов могут отра-

жать в первую очередь различные геодинамические обстановки гранитообразования. В общей классификационной схеме петрогенетических типов гранитов [37] каледонские граниты могут быть сопоставлены с I-типом низкокальциевых известково-щелочных пород субдукционных зон (группа Hca), а герцинские граниты – с перглиноземистыми породами S-типа коллизионных и постколлизионных зон (группа Cci) и серией промежуточных по составу пород (группа Hlo). Однако на дискриминационных диаграммах Rb–(Nb + Y) и Nb–Y Д. Пирса [40] точки составов и каледонских, и герцинских гранитов располагаются в поле островодужных гранитоидов (рис. 8А, 8Б). На петрохимической дискриминационной диаграмме, по [38], каледонские гранитоиды образуют рой точек от доколлизионных к позднеорогенным, а герцинские – от синколлизионных до позднеорогенных образований (рис. 9А, 9Б).

2.2.2. Sm–Nd изотопные данные

Результаты изучения Sm–Nd изотопной системы в валовых пробах гранитоидов, рассчитанные значения параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ и Nd-модельного возраста приведены в табл. 5. По значениям параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ среди изученных гранитоидов можно выделить три группы. Первую группу составляют каледонские граниты с положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.9 до +5.3 и модельными возрастами $T(дм)$ от 900 до 714 млн. лет. Аналогичные характеристики имеют фельзит-порфиры уколкитской свиты катерской серии (+4.7 и 768 млн. лет соответственно). Во вторую группу входят герцинские гранитоиды, имеющие отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от –11.3 до –13.7 с древним значением модельного возраста $T(дм)$ 1.7–2.1 млрд. лет. Третья группа включает как герцинские, так и каледонские гранитоиды с промежуточными отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от –2.6 до –5.7 и модельными возрастами $T(дм)$ от 1.2 до 1.4 млрд. лет. Эту группу составляют диориты и монцодиориты первой фазы чивыркуйского комплекса, гранит-порфиры октокитского дайкового комплекса и биотит-амфиболовые гнейсо-граниты светлинского комплекса. Значения Nd-модельного возраста пород этой группы близки к значениям возраста унаследованного древнего компонента в цирконах герцинских и каледонских гранитоидов первой и второй групп и составляют 1.2–1.0 млрд. лет.

Таким образом, на примере Катеро-Баргузинского региона выясняется, что на юге Байкальской складчатой области широко распространены как каледонские, так и герцинские гранитоиды. Каледонские граниты характеризуются относительно молодыми оценками модельного возраста и положительными значениями параметра $\epsilon_{Nd}(T)$, которые указывают на участие в их формировании вещества позднерифейско-вендской ювенильной коры. Герцинские гранитоиды имеют наиболее древние оценки модельного возраста, которые вместе с отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ и значением возраста унаследованного циркона указывают на их формирование за счет протерозойских коровых протолитов.

3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Согласно последним геодинамическим моделям, тектоническое развитие Забайкалья в раннем палеозое определялось палеообстановкой активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа [15], ведущими элементами которой являлись микроконтиненты с дорифейской континентальной корой, принадлежащие Сибири или(и) Восточной Гондване [3, 14, 30]. Новые материалы дают возможность решить два ключевых для геодинамического анализа палеозойской истории Байкальской складчатой области и Забайкалья вопроса – определить возраст и реальный объем Ан-

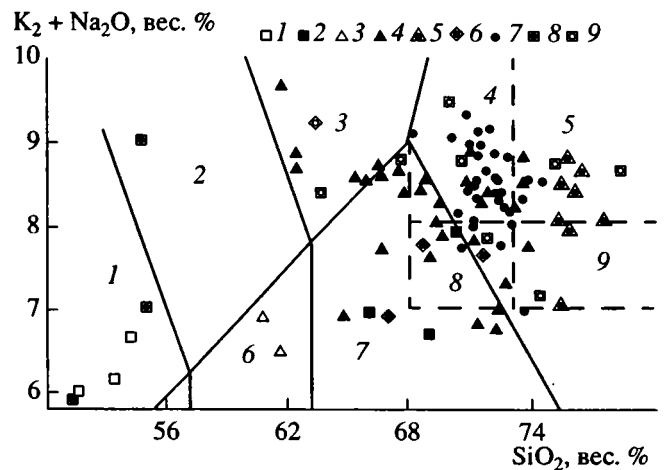


Рис. 4. Диаграмма $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ для гранитоидов Катеро-Баргузинского региона.

1 – 9 – гранитоидные комплексы: 1, 2 – светлинский: 1 – первая и 2 – главная фазы; 3–5 – огеми-даванский: 3 – первая, 4 – главная и 5 – третья фазы; 6 – сининдинский, 7 – баргузинский; 8, 9 – чивыркуйский: 8 – первая и 9 – главная фазы. Поля: 1 – монцодиоритов, 2 – монцонитов, 3 – кварцевых сиенитов, 4 – субщелочных гранитов, 5 – субщелочных лейкогранитов, 6 – кварцевых диоритов, 7 – гранодиоритов, тоналитов, 8 – гранитов, 9 – лейкогранитов.

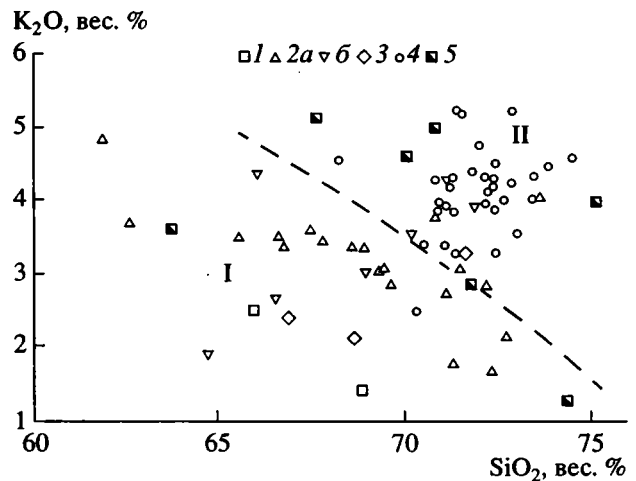


Рис. 5. Диаграмма $SiO_2 - K_2O$ для гранитоидов Катеро-Баргузинского региона.

Комплексы: 1 – светлинский, 2 – огеми-даванский: а – Даванский, б – Мокченский массивы, 3 – сининдинский, 4 – баргузинский, 5 – чивыркуйский. Линия разделяет поля составов каледонских (I) и герцинских (II) гранитоидов.

гаро-Витимского батолита баргузинских гранитов и установить время столкновения Сибирского кртона с микроконтинентами Забайкалья.

Согласно полученным данным, Ангаро-Витимский батолит в его принятых, по [21, 22], границах отчетливо распался на три ареала, сложенные различными гранитоидами (рис. 10). Северо-

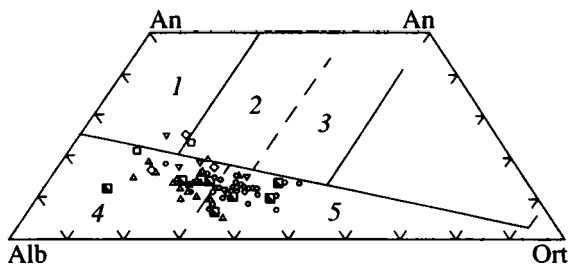


Рис. 6. Диаграмма Alb–An–Ort для гранитоидов Катеро-Баргузинского региона.

Условные обозначения см. на рис. 5. Поля: 1 – тоналиты, 2 – гранодиориты, 3 – адамеллиты, 4 – трондьемиты, 5 – граниты.

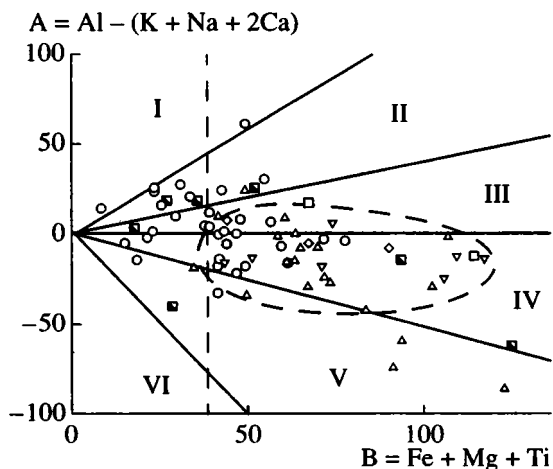


Рис. 7. Диаграмма А – В для гранитоидов Катеро-Баргузинского региона.

Условные обозначения см. на рис. 5. Поля: I, VI – лейкограниты, II и III – перглиноземистые, IV, V – метглиноземистые. В контуре точки составов каледонских гранитоидов.

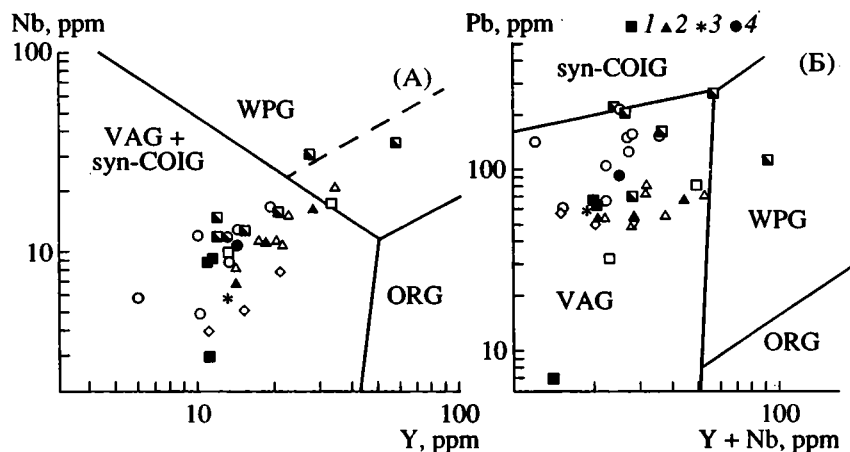


Рис. 8. Составы гранитоидов Катеро-Баргузинского региона на диаграммах Д. Пирса [40]: А – Nb–Y, Б – Rb–(Y + Nb). 1–4 – комплексы: 1 – светлинский (две фазы), 2 – огеми-даванский (три фазы), 3 – сининдинский, 4 – баргузинский. Поля гранитов WPG – внутриплитных, ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COIG – синколлизионных. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

западный ареал образован интрузиями порфировидных субщелочных гранитоидов чивыркуйского и конкудеро-мамаканского комплексов, локализованными в байкальских Байкало-Витимского пояса. Центральный ареал сложен лейкократовыми гранитоидами петротипического, по [31], баргузинского комплекса, которые пространственно тесно связаны с докембрийским фундаментом Баргузино-Витимского микроконтинента. Все гранитоиды этих двух ареалов имеют установленный герцинский возраст (290–320 млн. лет) и являются постколлизийными образованиями, сформированными за счет вещества дорифейских коровых протолитов.

В юго-восточном ареале Джиды-Витимской зоны преобладают автохтонные синметаморфические гнейсо-граниты и мигматиты [21], для которых отсутствуют геохронологические данные. Если верна геологическая оценка ордовикского возраста рассматриваемых гранитов, то их включение в состав баргузинского комплекса без изотопно-геохронологического обоснования не может быть принято, так как они оказываются значительно древнее петротипических баргузинских гранитов. Таким образом, в соответствии с объемом баргузинского комплекса герцинских гранитов в составе Ангаро-Витимского батолита могут быть “оставлены” только гранитоиды центрального ареала, общей площадью около 100 000 км². В итоге по своим размерам Ангаро-Витимский батолит не является уникальным плутоном, но вполне сопоставим с крупнейшими батолитами мира.

Признаки тектонического сучивания и метаморфизма на рубеже 500–480 млн. лет, подобные тем, что установлены в Приольхонье [19, 34], в Катеро-Баргузинском регионе не обнаружены. Однако выявление в структурах байкальского орогена тоналит-гранодиоритовой серии пород с

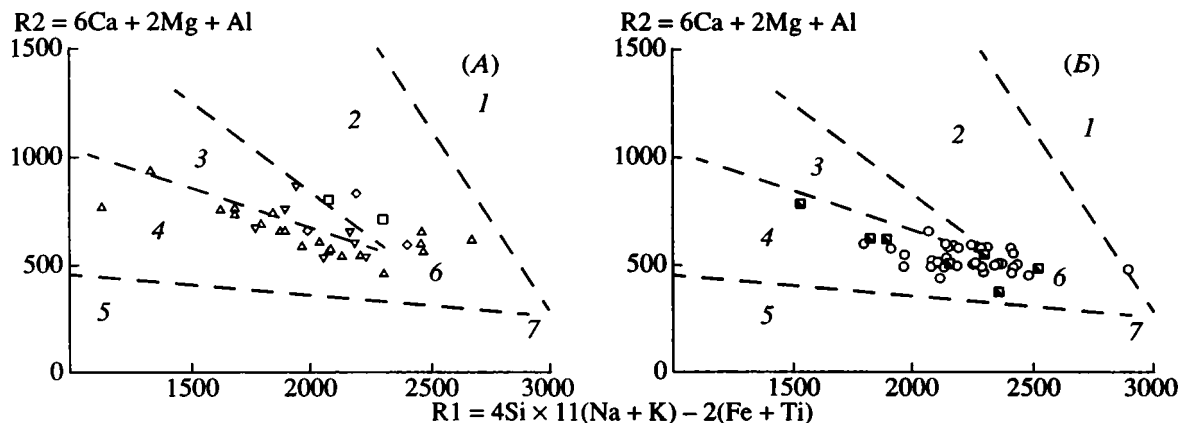


Рис. 9. Диаграмма R1–R2 Р. Батчелора и П. Боудена [38] для каледонских (А) и герцинских (Б) гранитоидов Катеро-Баргузинского региона.

Поля гранитоидов: 1 – мантийных, 2 – доколлизийных, 3 – постколлизийных поднятий, 4 – позднеорогенических, 5 – анорогенических, 6 – синколлизийных, 7 – посторогенических.

положительными значениями ε Nd(T), позднеорогеническим Nd-модельным возрастом и островодужными петрогеохимическими характеристика-

ми (светлинский и огеми-даванский комплексы) может указывать на существование между орогеном и Баргузино-Витимским микроконтинентом

Таблица 5. Sm–Nd изотопные данные для палеозойских гранитоидных комплексов Байкальской складчатой области

№ обр.	№ обр. на рис. 2	Комплекс, массив, порода	Возраст, млн. лет	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd(T)	T(дм)1, млн лет	T(дм)2, млн лет
90035	–	Конкудеро-мамаканский, Кичерский массив, гранодиорит	310	0.0983	0.511816	–12.2	1738	2064
90034	1	Чивыркуйский, лейкократовый биотитовый гранит	300	0.0929	0.511732	–13.7	1765	2182
БГД-111	10	Чивыркуйский (?), диорит	301	0.1025	0.512232	–4.4	1242	1417
3443	6	Чивыркуйский (?), Килгологитский массив, монцодиорит	300	0.1077	0.512156	–5.4	1409	1578
БМП-1а	8	Баргузинский, центр. часть батолита, массивные граниты	307	0.0861	0.511774	–13.3	1680	2115
БМП-2	8	То же	307	0.1235	0.511195	–11.3	2070	1961
5	–	Мамско-оронский, Большепатомский купол, гнейсо-гранит	350	0.1457	0.511883	–14.7	2047	1950
3155	4	Октокитский, дайка сиенит-порфира	375**	0.0873	0.512092	–5.7	1261	1591
D-1	9	Сининдинский, Алдундинский купол, биотитовый гнейсовидный гранит	390	0.1026	0.512591	+5.3	759	804
1194	7	Сининдинский купол, гнейсо-гранит	390	0.1113	0.512539	+1.9	898	954
БГД-11	11	Светлинский, Богодиктинский массив, биотит-амфиболовый гнейсо-гранит	425	0.096	0.512193	–2.6	1225	1415
90010	3	Светлинский массив, биотитовый плагиогранит	–	0.1065	0.512587	+4.5	791	837
3070	2	Пластовое тело в бас. р. Укоинда, гнейсо-гранит	–	0.0983	0.512561	+2.9	769	863
1211	5	Огеми-даванский, Даванский массив, гранодиорит	440	0.0997	0.512611	+3.8	714	780
089-1*	12	–	440	0.09709	0.512633	+5.5	678	737

Примечание. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd отношения нормализованы по La Jolla ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.511860. Для расчета εNd(T) использовано значение хондрита ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51264 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1966 [42]. * – измерения Р. Крымского. ** – ориентировочная оценка.

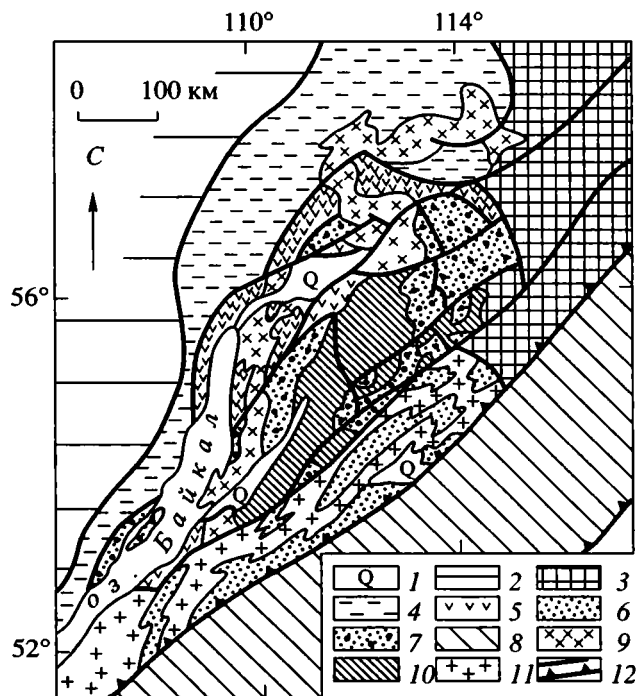


Рис. 10. Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита в структуре Байкальской складчатой области.

1 – четвертичные отложения; 2 – Сибирская платформа; 3 – Алданский щит; 4–6 – складчатые зоны: 4 – Байкало-Патомская, 5 – Байкало-Витимская, 6 – Джида-Витимская, 7 – Баргузино-Витимский микроконтинент; 8 – Становая, Селенгино-Яблоновая и Малханская зоны Забайкальской складчатой системы; 9–11 – ареалы распространения гранитов, включавшихся в состав Ангаро-Витимского батолита [21, 31]: 9 – северо-западный, 10 – центральный, 11 – юго-восточный; 12 – главные тектонические швы, в том числе Джида-Каларский.

реликтового Байкало-Витимского палеобассейна, океаническая кора которого поглощалась в зоне субдукции по крайней мере в период 0.45–0.42 млрд. лет назад (рис. 11, профиль I). В тылу Баргузино-Витимского микроконтинента, вероятно, также протекали процессы субдукции океанической коры Дзидинского палеобассейна [13]. В этом случае синметаморфические гнейсо-граниты Джида-Витимской зоны фиксируют ордовик-силурийскую коллизию Баргузино-Витимского микроконтинента с палеодугой или Малхано-Становым микроконтинентом, а синколлизонные граниты сининдинского комплекса – последующее сближение и столкновение микроконтинентов с Сибирским кратоном в раннем девоне (см. рис. 11, профиль II). Девонская континентальная моласса свидетельствует о возникновении в результате каледонских коллизионных событий единого с Сибирью континентального массива Восточного Забайкалья.

В начале герцинского цикла в раннем карбоне на территории Забайкалья и Байкальской складчатой области реконструируется обстановка актив-

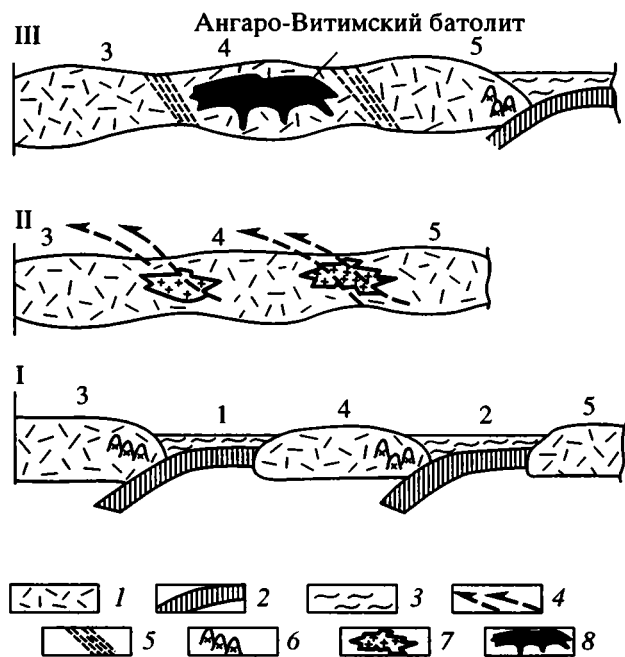


Рис. 11. Схема геодинамических обстановок палеозойского гранитообразования в байкальской складчатой области (I и II – ордовик – ранний девон, III – поздний карбон).

1 – континентальная и 2 – океаническая кора; 3 – палеобассейны с океанической корой; 4 – коллизионные зоны; 5 – сuture; 6–8 – гранитоиды: 6 – доколлизонные, 7 – синколлизонные, 8 – постколлизонные. Цифрами обозначены: 1, 2 – Байкало-Витимский (1) и Дзидинский (2) палеобассейны с океанической корой; 3 – Сибирский кратон; 4, 5 – микроконтиненты: 4 – Баргузино-Витимский, 5 – Малхано-Становый.

ной континентальной окраины Монголо-Охотского океанического бассейна [14] или Палеотетиса [13, 36] с характерными для нее зонами краевого вулканоплутонического пояса [14] и тылового надвулканоплутонического пояса на севере Байкальской складчатой области с высокоградиентной метаморфической зональностью и куполами гранито-гнейсов мамско-оронского комплекса [29]. В позднем карбоне (см. рис. 11, профиль III) гранитоиды Ангаро-Витимского батолита образовали широкий тектонический свод между фронтальной и тыловой зонами, уже в конце карбона нарушенный процессами рифтогенеза [16].

Таким образом, герцинские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита Байкальской складчатой области не имеют никакого отношения к коллизионным процессам и, подобно сопоставимым по размерам батолитам на западе США, связаны с обстановкой активной палеоконтинентальной окраины. Следствием разнообразия конкретных геодинамических ситуаций в пределах активных окраин являются весьма различные

условия возникновения крупнейших батолитов. Так, мезозойские батолиты Калифорнии и Невады формировались в ходе дифференциации андезитовых магм и их смешения с коровым веществом в пределах фронтальной зоны долгоживущей активной окраины обширного океанического бассейна [39], а Ангаро-Витимский батолит связан с палингенными магмами, возникшими за счет плавления древнего корового субстрата на месте аккреции докембрийских микроконтинентов и островных дуг внутренней зоны "молодой" активной окраины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее обобщение опубликованных ранее и новых геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных позволяет заключить, что крупные гранитные батолиты Байкальской складчатой области включают как каледонские, так и герцинские образования.

1. Ангаро-Витимский ареал-плутон в существующем представлении об его объеме образован разновозрастными каледонскими и герцинскими гранитоидами, сформированными в различных геодинамических обстановках. В состав Ангаро-Витимского батолита предлагается включать только петрогипические граниты баргузинского комплекса герцинского возраста, локализованные в пределах Баргузино-Витимского микроконтинента.

2. Установленные в Катеро-Баргузинском регионе Байкальской складчатой области каледонские граниты представляют островодужные и синколлизонные образования, сформированные в ходе субдукции океанической коры и аккреции островных дуг и микроконтинентов в обстановке, которая может отвечать активной окраине западно-тихоокеанского типа.

3. Герцинские гранитоиды, включая баргузинские граниты Ангаро-Витимского батолита, являются постколлизонными и формировались во внутренней части новообразованной в карбоне активной континентальной окраины за счет вещества дорифейской континентальной коры.

Авторы признательны коллегам А.М. Ларину и А.Г. Рублеву за ценные замечания и советы, а также Г.П. Плескач за подготовку рисунков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 95-05-15104.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухов Е.Н. Новые данные о геологической структуре Баргузино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье) // ДАН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1187–1190.
2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. С. 132.
3. Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта палеозойского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 29–40.
4. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новые данные о возрасте баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // ДАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 377–380.
5. Булгаков А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. С. 192.
6. Бутков Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской геологической истории Саяно-Байкальской горной области // Геотектоника. 1988. № 5. С. 55–65.
7. Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U–Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29–39.
8. Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 500 000. М.: Мин. геологии СССР, 1982.
9. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. М.: Мин. геологии СССР, 1979.
10. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист №-49(50), Чита: Мин. геологии СССР, 1986.
11. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-49(50), Бодайбо: Мин. геологии СССР, 1984.
12. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Забайкало-Верхнеамурский регион. Л.: Недра, 1986. Т. 7. Кн. 2. 238 с.
13. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса М.: Наука, 1987. 236 с.
14. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
15. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 59–74.
16. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. С. 232.
17. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
18. Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Чухонин А.П. Радиологический возраст и особенности состава Чивыркуйского плутона // ДАН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 946–949.
19. Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.В. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // ДАН. 1995. Т. 344. № 1. С. 96–100.
20. Литвиновский Б.А., Добрецов Н.Л. Эволюция геодинамических режимов магнообразования как ведущий фактор эволюции химизма гранитоидных магм // Гранитоиды складчатых областей. СПб: Недра, 1993. С. 49–61.
21. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. С. 139.
22. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М. Ангаро-Витимский батолит, Забайкалье: строе-

- ние, петрология, модель формирования // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 217–234.
23. Литвиновский Б.А., Шадаев М.Г., Занвиевич А.Н. Синплутонические дайки в гранитах известково-щелочной серии // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 29–37.
 24. Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Козубова Л.А. Возраст гранитов витимканского комплекса в Забайкалье по радиологическим данным // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 3. С. 666–669.
 25. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.
 26. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Гусева В.Ф., Яковлева С.З. О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–676.
 27. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 726–729.
 28. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb метода по циркону и сфену // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 634–637.
 29. Неймарк Л.А., Сколов Ю.М., Друбецкой Е.Р. и др. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: тезисы докладов. Киев: АН СССР, Науч. совет по пробл. изотопной геологии и геохронологии, Науч. совет по рудообраз. АН СССР. 1990. С. 130–131.
 30. Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // Геотектоника. 1995. № 4. С. 29–47.
 31. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964, 1967. 516 с., 700 с.
 32. Салон Л.И. О некоторых дискуссионных вопросах геологии Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 1974. № 1. С. 11–24.
 33. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. С. 278.
 34. Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
 35. Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А. О возрасте гранитов баргузинского комплекса по данным Rb-Sr метода // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1980. Т. 307. С. 108–115.
 36. Ярмолюк В.В., Коваленко В.Н. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. С. 262.
 37. Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // *Geol. J.* 1990. Vol. 25. № 3, 4. P. 227–238.
 38. Barchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chemical Geology*. 1985. Vol. 48. P. 43–55.
 39. De Paolo D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. № B11. P. 10470–10488.
 40. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitoid rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983.
 41. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 13. № 12. P. 207–221.
 42. Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J., McCulloch M.T., Wen T. Precise determination of Sm-Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. Vol. 45. P. 2311–2323.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.С. Федоровский

Paleozoic Granitoids in the Northern Part of the Baikalian Orogenic Area: Age and Past Geodynamic Settings

E. Yu. Rytzk*, L. A. Neimark**, and Yu. V. Amelin***

* Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia

** U. S. Geological Survey, Denver, Colorado, United States of America

*** Geochronology Laboratory, Ontario Royal Museum, Toronto, Canada

This work is based on our geologic and isotope-geochronologic studies in the granitoid magmatism of the Kater-Barguzin region of the Baikalian orogenic area. These studies reveal the age, emplacement scenario, and principal major- and trace-element characteristics for the Paleozoic granitoid complexes. It is shown that the term “Angara-Vitim batholith” has been used to indiscriminately designate Caledonian and Hercynian granitoids of different ages and geodynamic settings. The Caledonian granitoids are classified into island-arc and syncollisional rocks whose Sm-Nd isotope fingerprints suggest a genesis through accretion of island arcs and microcontinents that involved Late Riphean-Vendian juvenile crust in a setting similar to the West Pacific active margins. The petrotypal Barguzin granites of the Angara-Vitim batholith are Hercynian postcollisional rocks formed after a Proterozoic crustal protolith behind a new-formed active margin of the Paleo-Tethys.

УДК 551.242.3(235.216)

НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ГЕРЦИНИДАХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1998 г. С. Е. Зубцов

Санкт-Петербургский университет, Геологический факультет, г. Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 15.05.97 г.

Пакет тектонических покровов (аккреционная призма) разнофациальных комплексов среднего палеозоя в герцинидах Южного Тянь-Шаня, возникший при субдукции океанической плиты под континентальный массив Среднего Тянь-Шаня, подвергся на позднейшем коллизионном этапе постшарьяжной перестройке вместе с верхнепалеозойским молассовым комплексом. Это привело к периферийной ориентировке и существенным осложнениям покровной структуры. На примере крупных структур Алайского хребта – Каузан-Ярунтузского антиклиналоида и части Охнинской синформы показаны различные стадии возникновения и развития своеобразных деформаций, названных автором “структурами вклинивания”. Детальные исследования взаимоотношений геологических тел различной компетентности позволили внести коррективы в методику изучения покровной структуры и устранить ряд неясностей, нередко дискредитировавших идеи шарьирования. Новая интерпретация деформаций имеет значение для структурного прогнозирования сурьмяно-ртутного оруденения региона.

ВВЕДЕНИЕ

Как было показано Г.С. Поршняковым, Ю.С. Бискэ, В.С. Буртманом и другими исследователями в палеозойской покровно-складчатой структуре Южного Тянь-Шаня отразился ряд этапов ее образования из первоначально мало нарушенного супракрустального чехла пассивной северной окраины Таримско-Алайско-Устьуртского континента и, расположенного севернее, гипотетического Туркестанского океана [3, 4, 7, 14]. На стадии субдукции палеоплиты под расположенный еще дальше к северу Среднетяньшаньский массив была в основном сформирована покровная конструкция Южного Тянь-Шаня. Вслед за образованием гигантской моноклинали покровов (“аккреционный призмы”) с общим северным падением, она подверглась деформациям, происходившим при смене направления движения масс на противоположное первичному, что является характерной особенностью перехода обстановки субдукции к коллизии.

Ранее, во всех вторичных по отношению к ранним (главным) надвигам структурах мы, как и многие другие геологи [3, 9, 14], обычно усматривали результаты деформаций, осуществлявшихся по обычной схеме альпинотипной складчатости. Она подразумевает, что пластообразные тела горных пород преобразуются в условиях деформации продольного изгиба, при которых форма образующихся структур зависит главным образом от особенностей приложенных тектонических сил, а не от особенностей строения деформируемого тела. Считается, что для образующихся

таким образом складчатых деформаций характерно единообразие формы дислокаций в различных частях разреза смятой конструкции. В числе разрывных нарушений, сопровождающих такой механизм складчатости, основное место отводится крупным разрывам, разделяющим всю деформируемую конструкцию на два блока, испытывающих относительные горизонтальные перемещения или два крыла: лежащее и висящее.

Описанный выше способ образования структур действительно имеет место в орогенических областях, в том числе на этапе постшарьяжного деформирования скученных масс горных пород. Подобным образом сформированы складки покровов, породы в которых затронуты процессами метаморфизма, а также наиболее крупные из складчатых деформаций, не обнаруживающих связи с метаморфизмом (например, многочисленные в Тянь-Шане горизонтальные сигмиды). Как оказалось, более или менее конформное смятие пакетов покровных пластин является лишь частным случаем более общего разнохарактерного (дифференцированно-ламинационного) механизма деформирования многослойных конструкций. Он заключается в том, что различные пластины в таких конструкциях оказываются нарушенными в зависимости от их компетентности: более компетентные тела подвергаются преобладающим дизъюнктивным деформациям, менее компетентные породы сминаются преимущественно пликативно, пассивно реагируя на перемещения первых и приспособляясь к вновь образующимся дизъюнктивным структурам. Для расшифровки таких

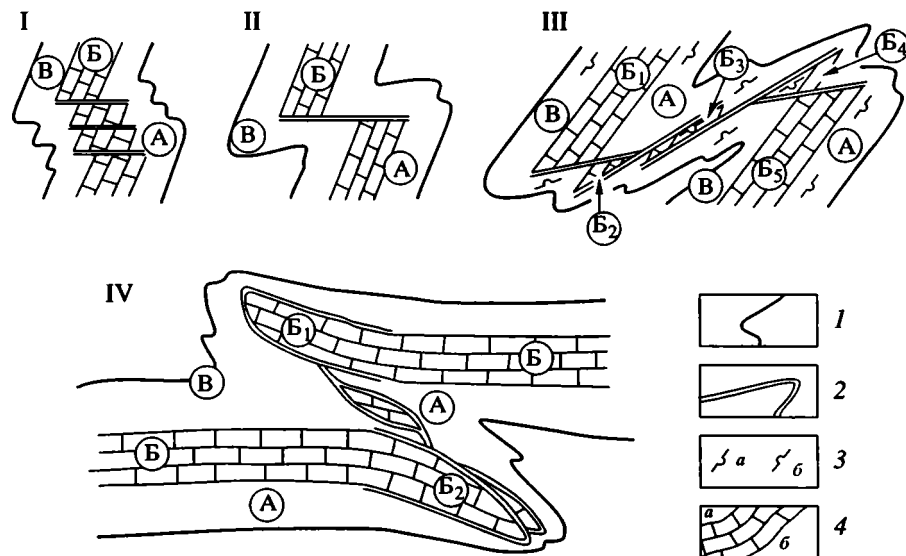


Рис. 1. Схема образования “структур вклинивания”. Буквами обозначены элементы трехслойной конструкции: компетентная пластина (Б–А – подстилающая некомпетентная пластина и ее фрагменты (Б₁, Б₂, Б₃, Б₄, Б₅); В – перекрывающая некомпетентная пластина. Цифрами на схеме обозначены стадии деформаций: I – складки косога скальвания; II – флексура и внутренний взброс; III – флексура с внутренними клиппенами (фрагментами компетентной пластины Б, ограниченными по меньшей мере с двух сторон дизъюнктивами); IV – развитие “вдвигов” с образованием “вклинивания” компетентной пластины в свое перекрытие (Б₁) и подстилку (Б₂).

1–2 – границы между пластинами: исходные (1) и дизъюнктивные (2); 3 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегание пластов; 4 – компетентные и некомпетентные образования.

структур в традиционные приемы анализа пришлось ввести существенные коррективы.

На различных стадиях реализации дифференцированно-ламINATIONного механизма деформирования образуются структуры различной сложности. Некоторые простейшие проявления такого механизма уже описывались в литературе – складки косога скальвания или “зубчатые” складки ([21], рис. 1-1). Особенно специфичными результаты дифференцированно-ламINATIONного деформирования, оказываются на следующей стадии их развития, когда нарушения в компетентных пластинах утрачивают свое подобие складчатым формам. Эта стадия характеризуется сочетанием в деформированных конструкциях дизъюнктивных и пликативных нарушений. Комбинации таких форм, как взбросы и флексуры, надвиги и лежащие складки в смежных частях разреза слоистых конструкций, сопровождаются образованием своеобразных нарушений в исходной последовательности пластин, которые могут весьма озадачить наблюдателя (рис. 1-III). Подчеркивая внутреннюю гетерогенность таких деформированных тел и важность элемента вклинивания компетентных тел в некомпетентные, автор назвал описываемую категорию нарушений “структурами вклинивания”.

Ниже будет показано, что между названным и обычным способом деформирования бывают взаимопереходы. Эти две категории структур мо-

гут сочетаться друг с другом в качестве основных и осложняющих форм. Кроме того, деформирование по типу “вклинивания” создает весьма благоприятные условия для реализации другого тектонического явления – меланжевого диапиризма.

К выводу о широком распространении структур вклинивания, автор пришел, выполняя задание по совершенствованию методики глубинного прогнозирования рудноосных структур, в северных предгорьях Алайского хребта. В районе Кадамджайского месторождения, прекрасно обнаженном и изобилующим различными горными выработками, сосредоточены большие и малые массивы разнокомпетентных пород, составляющие своеобразные структурные ансамбли. Особенности формы и внутренней структуры этих массивов находятся в полной зависимости от деформационных качеств материала. Причем в ряде случаев в этих ансамблях процесс образования структурных форм оказался остановленным на различных стадиях, что иллюстрирует нам течение деформационного процесса в герцинскую эпоху.

Хотя описываемые структуры являются вторичными, они привели к существенной дополнительной расслоенности на большее число пластин и изменили первичный порядок расположения первичных покровных структур. Правильно оценить особенности первичных шарьяжей можно только мысленно переделав последовательные

снятия наложенных на них деформаций, из которых наиболее серьезными представляются результаты ретро-перемещений.

Проделанная автором работа является первой попыткой продвижения в этом направлении. Эти далеко не исчерпывающие себя сведения о коллизионных деформациях, внесли определенную ясность в решение проблем, связанных с покровной тектоникой. Таких проблем в Южном Тянь-Шане остается пока немало. Не будет преувеличением сказать, многие из них оказались сконцентрированы вокруг Каузан-Яурунгузского антиклиналоида. Его можно считать родиной идей о тектонических покровах в Южном Тянь-Шане, местом, где создавалась концепция покровного строения этого региона, где успешно апробировались критерии структурного прогноза рудных залежей, основанные на названной концепции. И тем не менее, автор перечисленных идей и открытий, Г.С. Поршняков [14], после того, как его идеи совершили триумфальное шествие за пределы Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня, вновь и вновь возвращался в своих изысканиях к непознанному до конца Кадамджаю. Приглашая автора настоящей статьи принять участие в работах на этом объекте, он говорил, что расшифровать строение этой структуры, значит понять строение всего Южного Тянь-Шаня.

Хочется надеяться, что предлагаемая новая интерпретация Каузанской структуры, а также новое понимание строения Южного Тянь-Шаня, оказались воплощением этих благих пожеланий.

ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА КАУЗАН-ЯУРУНГУЗСКОГО АНТИКЛИНАЛОИДА

По данным предшествующих исследований в строении Каузан-Яурунгузской структуры участвует ряд разнофациальных комплексов палеозойского возраста ("типов разреза палеозоя" [1, 3, 4, 7, 10, 14, 17, 18]). Они образовались в разных палеогеографических зонах (с юга на север): 1 – Алайская карбонатная платформа; 2 – ее окраинная Катранская часть (краевой риф); 3 – склоновые отложения Чаувай-Альшской области; 4 – открыто-морские отложения Ташатинско-Тегермачской области.

Обширная карбонатная платформа (Алайский тип разреза палеозоя) является автохтонной (параавтохтонной) единицей в разрезе аккреционной призмы. Аллохтонные комплексы надстраивали ее тектоностратиграфический разрез в последовательности, аналогичной порядку своего первичного расположения с юга на север. Представляется удобным нумеровать их снизу вверх начиная с наиболее верхних единиц: 1 – вулканогенно-метаморфические покровы (Канско-Араванские); 2 – верхние карбонатные пластины (Ка-

транбашинские, Актурские и др.); 3 – пелагические (Ташатинский, Тегермачский); 4 – Алайско-Яурунгузский параавтохтон.

Обычно в литературе по Южному Тянь-Шаню рассматривается значительно большее количество покровных единиц [3, 4, 9, 15]. Один из критериев проверки ненарушенности положения тектонических пластин в вертикальном ряду первичных шарьяжей в Южном Тянь-Шане разработан и успешно использован Ю.С. Бискэ [2]. Он показал, что первичные покровы, расположенные в различных частях тектоностратиграфической колонки этого региона, характеризуются разновозрастным предшарьяжным флишем, венчающим их стратиграфические разрезы. На основании разновозрастности толубайского флиша, венчающего разрезы Алайского (рис. 2, I) и Катранского (рис. 2, II) известняковых массивов, удалось установить принадлежность этих геологических тел к единой категории структурных единиц, занимающих наиболее низкое структурное положение в разрезе аккреционной призмы.

Другой критерий "чистки", предлагаемый автором, основан на выявлении ретрошарьяжных осложнений структуры аккреционной призмы. В результате переоценки структурных соотношений между тектоническими пластинами в Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня его тектоностратиграфическая колонка оказалась состоящей из четырех структурных единиц. Последние, в большей степени, чем раньше, отличаются от так называемых типов разрезов палеозоя.

Тектоно-стратиграфическая колонка Каузан-Яурунгузской структуры представлена на рис. 2. В ней участвуют только две нижние единицы – Алайский (Каузан-Яурунгузский) параавтохтон и Ташатинский аллохтон. Из оценок возраста предскадчатого флиша следует, что образование названных первичных аллохтонов происходило в основном в раннемосковское время. Структуры, которым посвящена данная статья, сформировались в позднепалеозойское время.

На этом коллизионном этапе пакет покровов оказался деформированным вместе с неавтохтонными верхнекаменноугольно-пермскими молассовыми комплексами. В аккреционной призме образовались структуры противоположной, северной, вергентности. Тыловая часть аккреционной призмы оказалась переориентированной. В этой части Южного Тянь-Шаня преобладающими являются южные падения, а выведенными на поверхность оказались наиболее низкие части разреза покровно-складчатого сооружения. Сама призма была преобразована в асимметричную синфору. Рассматриваемая тыловая часть аккреционной призмы представляет собой ее меньшее по размерам северное крыло. Структура вклинивания является следствием ретро-движений: надвиги преобразовались в поверхностные ретрошарьяжи,

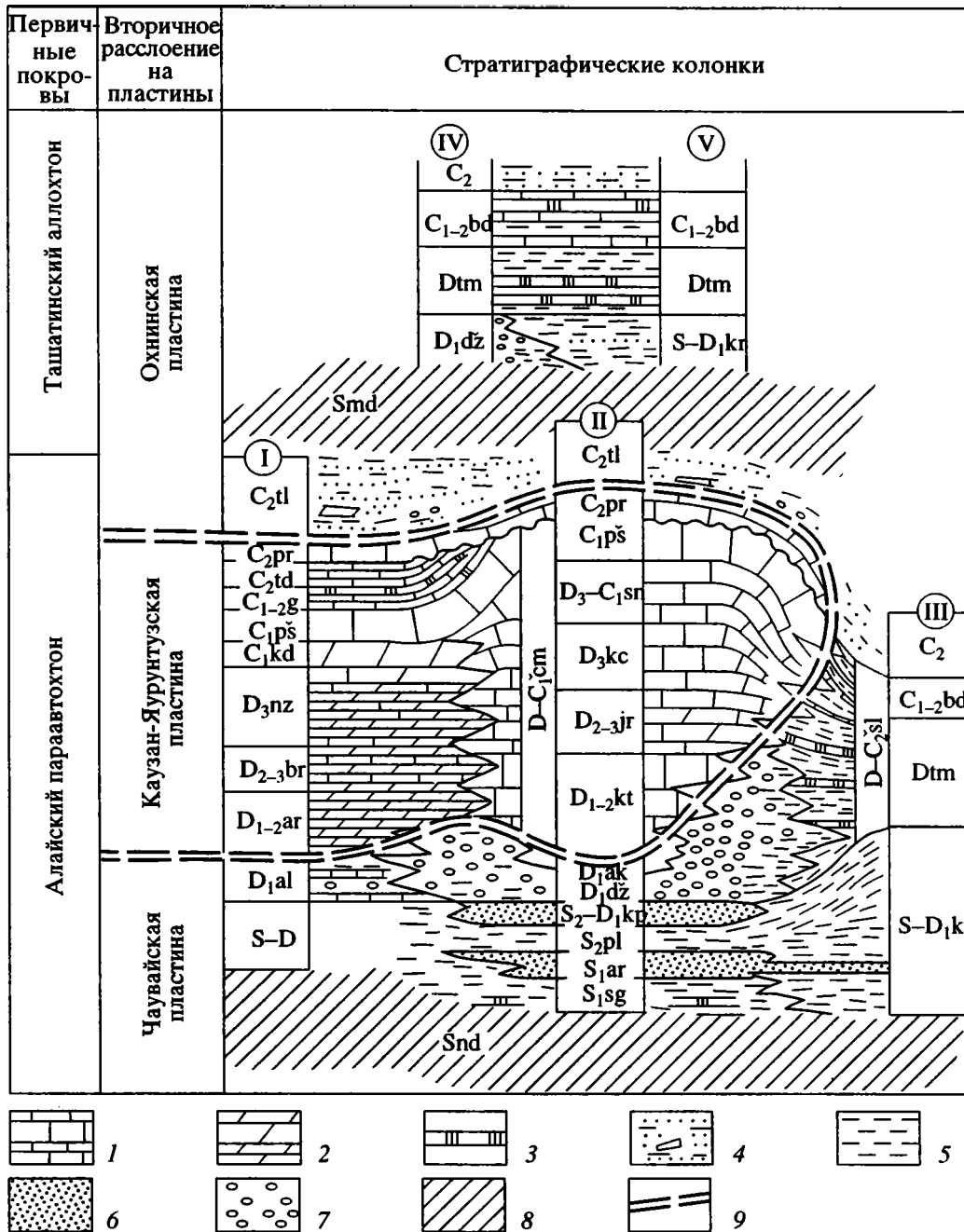


Рис. 2. Тектоностратиграфическая колонка аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (северный склон Алайского хребта). Стратиграфическое расчленение палеозойских отложений произведено с использованием данных других исследователей [2, 9, 10, 11].

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – кремнистые сланцы, 4 – флиш с олистолитами, 5 – глинистые сланцы, 6 – песчаники, 7 – конгломераты, 8 – меланжированные силурийские сланцы; 9 – поверхность ретро-шарьяжа; Римскими цифрами обозначены: I – Алайский параавтохтон (Каузан-Ярунгузская пластина); II – Катранский риф; III – Чаувайский “склоновый” тип разреза; IV–V – разновидности Ташатинско-Тегермачского склоново-пелагического типов разрезов. Местные стратиграфические подразделения: Smd – майданский меланж; Snd – нижнеджидалинский меланж; S₁sg – сюетская свита; S₁₋₂ar – архакаринская свита; S₂pl – пульгонская свита; S₂-D₁kr – капкалыкская свита; S₁-D₁kr – караджегачская свита; D₁dž – джидалинская свита; D₁ak – акульская свита; D₁al – алькакаринская свита; D₁₋₂ar – арпалыкская свита; D₁₋₂kt – катранская свита; D₂₋₃br – бородинская свита; D₂₋₃jr – ярунгузская свита; D₃kc – курчаувайская свита; D₃nz – назаринская свита; Dtm – тамошинская свита; D₃-C₁sn – сангибальяндская свита; D-C₁cm – чильмайрамская серия; D-C₂sl – шаланская серия; C₁kd – карадаванская свита; C₁pš – пешкаутская свита; C₁₋₂bd – биданинская свита; C₁₋₂g – газская свита; C₂tl – толубайская свита; C₂td – туокдангинская свита; C₂pr – пыркафская свита.

надвинутые в направлении с юга на север. Любопытным отличием коллизионных шарьяжей является сохранность у них структур вклинивания. Некоторые из них практически остановились на этом, предваряющем более высокоамплитудное шарьирование, этапе. По-видимому, ретроперемещения были незначительными по амплитуде. Кроме того, деформациям “вклинивания” должны были благоприятствовать подходящие динамические условия. Как бы то ни было, при образовании описываемых структур, горизонтальные перемещения реализовались не в форме гигантских аллохтонов, а в виде незначительных фрагментов последних, различающихся своими реологическими свойствами.

В пределах Алайского паравтохтона и Ташатинского аллохтона обособились по меньшей мере три пластины: Чаувайская, Каузан-Яурунтузская и Охнинская. В них объединились фрагменты разрезов разных первичных покровов или части одного из них (рис. 2, I, II, III, IV, V). Следует оговориться, что ненарушенное положение относительно друг друга пластин на поверхности наблюдать не приходится, но предпринятая экстраполяция при построении тектоностратиграфической колонки, доступна проверке. Доказательства ее правильности приведены в нижеследующем описании.

ОПИСАНИЕ КАУЗАН-АУРУНТУЗСКОЙ СТРУКТУРЫ И ОБОСНОВАНИЕ НОВОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДЕФОРМАЦИЙ

Каузан-Яурунтузская структура представляет собой протяженный моноклиальный участок аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня, имеющий южное падение и осложненный структурами ретро-движений. Среди них структуры вклинивания являются основными, но не единственными. Следует иметь в виду, что горизонтальные ретро-движения реализованы также в деформациях типа гигантских структур волочения. Они особенно интенсивно проявились в нижней из трех, Чаувайской пластине, которая оказалась преобразованной в систему чешуй. Вышележащая Каузан-Яурунтузская карбонатная пластина смещена по отношению к нижележащей террегенной пластине. В чешуях Чаувайской пластины, в северной ее части, кроме фрагментов основания Каузан-Яурунтузской карбонатной платформы, присутствуют латеральные аналоги последней. Это отложения шаланской серии (D-C₂sl), образовавшиеся в пределах глубоководной части склона, ограничивающего названную выше платформу. Примечательно, что основная часть чехла этой части палеобассейна преобразована в Ташатинский покров, перемещенный на Каузан-Яурунтузскую карбонатную платформу.

Каузан-Яурунтузская дислокация подобна своеобразной флексуре – крупной складке, сопряженной с явлениями вклиниваний. Интенсивность такого флексуобразного перегиба, как и других ретродислокаций в пределах Катран-Яурунтузской структуры возрастает по ее простиранию с запада на восток. Изменения формы Каузан-Яурунтузской структуры, происходящие в указанном направлении, можно сравнить с постепенным появлением складки на куске материи, закрепленном внахлест на одном его крае. Для большего сходства лоскут следует ориентировать наклонно, поперек линии складки, а также представить себе материю толстой и трехслойной с хрупким средним прослоем. Встречное перемещение двух частей такой трехслойной конструкции в месте прикрепления должно быть таким, чтобы хрупкий прослой раскололся и края его с двух сторон от линии раскола наезжали друг на друга, не испытывая подворачивания. Пластичная масса, заключающая в себе этот каркасообразный хрупкий элемент, напротив, должна стремиться сохранить свою целостность и неразрывность с каркасной пластиной и создать облегающую флексуобразную форму. По мере увеличения амплитуды нахлеста, следует допустить частичное и, местами, полное протыкание пластичной оболочки краями жесткой пластины. В свою очередь обе пластичные оболочки представляют собой многослойные тела, составные слойки которых также различаются по своей компетентности. В результате внутри этих оболочек возникают деформации, подобные описанной выше флексурной структуре, только несравнимо более мелкие. Это позволяет составить представление о характере объекта, который описан ниже.

Постепенное увеличение в восточном направлении амплитуды горизонтального перекрытия в подобной зигзагообразной деформации (в вертикальном разрезе), а также сопровождающие это увеличение качественные изменения в характере явлений вклинивания, позволяют, с некоторой долей условности, разделить Каузан-Яурунтузскую структуру на три сегмента (рис. 3): Западнокатранский (моноклиально-пологофлексурный), Кадамджайский (флексурно-внутриклинный) и Чаувай-Абширский (внутри-надвиговый), которые иллюстрируют последовательные этапы ее структурной эволюции на коллизионном этапе. Эти этапы поясняются также идеализированными моделями, приведенными на рис. 1.

Западнокатранский сегмент, расположенный западнее г. Ичкаль. Три его пластины деформированы в наименьшей степени. Они образуют моноклинал, падающую в южном направлении и осложненную пологим флексурным перегибом. Верхнее колено этого перегиба можно наблюдать южнее г. Ичкаль, где крутые южные падения пластов в Катранском массиве сменяются

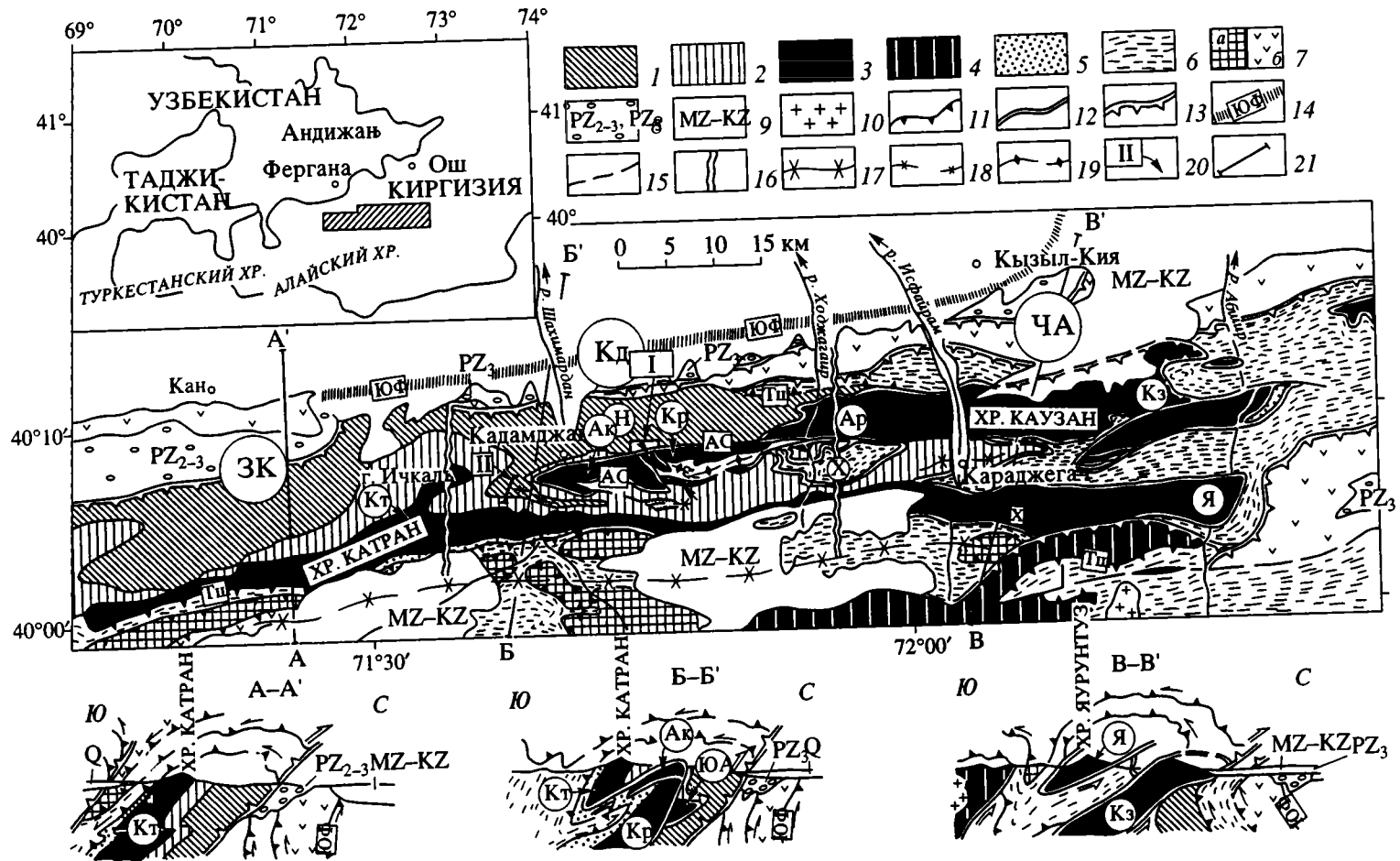


Рис. 3. Схема строения аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня в северных предгорьях Алайского хребта.

1–8 – комплексы отложений палеозойского возраста первичных и вторичных аккреционных пластин: 1–4 – Алайский параавтохтон: 1–2 – чаувайская тектоническая пластина (1 – песчано-сланцевые толщи силура, 2 – джидалинские конгломераты и сланцы девона), 3–4 – Каузан-Ярунтузская пластина, сложенная карбонатной пластиной (1 – песчано-сланцевые толщи силура, 2 – джидалинские конгломераты и сланцы девона), 3 – в пределах Каузан-Ярунтузской структуры, 4 – вне ее пределов), 5–6 – Охинская тектоническая пластина (5 – толубайский флиш среднего карбона), 6 – Ташатинский тектонический покров, 7 – вышележащие тектонические покровы (а – верхние карбонатные единицы, б – вулканогенно-метаморфический покров, 8 – неавтохтон тылового прогиба; 9 – платформенный и эпиплатформенный осадочный чехол; 10 – герцинские коллизионные граниты; 11–15 – тектонические разрывы: 11 – первичные надвиги, 12 – вторичные дизъюнктивы, 13 – ретронадвиги, 14 – Южно-Ферганский офиолитовый шов, 15 – прочие; 16 – границы сегментов Каузан-Аурунтузской структуры; 17 – осевая зона Охинско-Талдыкской складки; 18 – ось Джидалинской синформы; 19 – ось Верхнекаранглинской антиформы; 20 – участки, изображенные на рис. 6 и 7 (обозначены римскими цифрами I и II соответственно); 21 – линии геологических разрезов.

Буквами в кружках обозначены части Каузан-Ярунтузской структуры (ЗК – Западнокатранский, Кд – Кадамджайский, ЧА – Чаувай-Абширский) и карбонатные массивы (Кт – Катранский, Ак – Акташский, ЮА – Южно-Акташский, Н – Никифорова, Кр – Каранглинский, Я – Ярунтузский, Х – Ходжагаирский, СС – Северо-Сарталиинский). Буквами в квадратах обозначены разрывные нарушения (Тш – Ташатинский надвиг, Ак – Акташские внутренние дизъюнктивы, АС – Акташ-Сасыкский внутренний сдвиг).

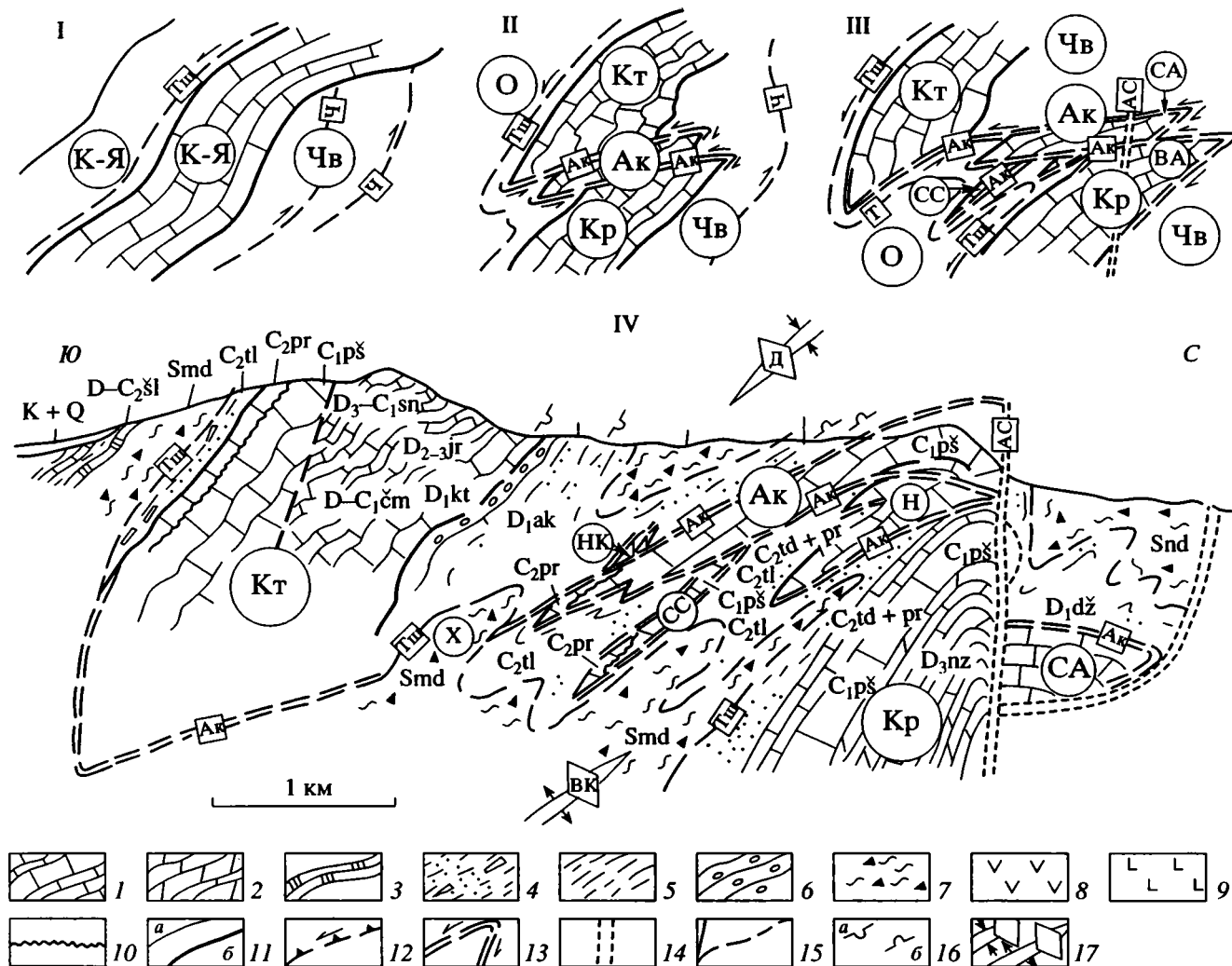


Рис. 4. Схема развития деформаций вклинивания (I – исходная позиция, II – стадия зубчатых складок, III – флексура с внутренними клипенами) и схематический геологический разрез Каузан-Юрунтузской структуры в районе рудника Кадамджай (IV).

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – силициты; 4 – флиш с олистолитами; 5 – глинистые сланцы; 6 – конгломераты; 7 – глинистый меланж; 8 – базальтоиды; 9 – ультрабазиты; 10 – поверхности несогласия; 11 – геологические границы (а) и разделы тектонических пластин (б); 12 – первичные надвиги; 13–14 – внутренние дизъюнктивы (13 – вдвиги, 14 – внутренние сдвиги); 15 – прочие разрывные нарушения; 16 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегания пластов; 17 – поверхности складок Д – Джидалинской, ВК – Верхнекаранглинской; 18 – внутренний Акташ-Сасыкский сдвиг.

Буквами в кружках обозначены пластины (О – Охнинская, К-Я – Казан-Юрунтузская, Чв – Чаувайская), известняковые массивы и внутренние клипены (Кт – Катранский, Кр – Каранглинский, Ак – Акташский, СА – Североакташский, ВА – Восточная часть Арпалыкского, СС – Северосарталинский, Н – Никифорова, НК – Нижнекатранский), диапиры (Х – Ходжагаирский). Буквами в квадратах обозначены разрывные нарушения (Тш – Ташатинский, Ак – Акташский, АС – Акташ-Сасыкский, Ч – Чаувайский, МК – Мамакский). Индексация местных стратиграфических подразделений соответствует рис. 2.

более пологими, вплоть до субгоризонтального их залегания в пределах названной вершины. Нижнее колено скрыто на глубине, но может быть намечено по геофизическим данным – наблюдается выполаживание высокоомного горизонта, соответствующего кровле карбонатной пластины.

Кадамджайский сегмент. Здесь структура подобна флекуре, изображенной на рис. 1-П, III. Аналогами двух частей компетентной пласти-

ны Б, смещенных по внутреннему взбросовому разрыву, являются Катранский и Каранглинский карбонатные массивы (рис. 4, 5). Огибающими этот дизъюнктивно нарушенный каркас являются Чаувайская (аналог элемента А) и Охнинская пластины (аналог элемента В). Именно они образуют складчатый элемент в описываемой дислокации – флексуру с изоклиально сжатыми коленными частями. Верхний коленообразный подворот назван

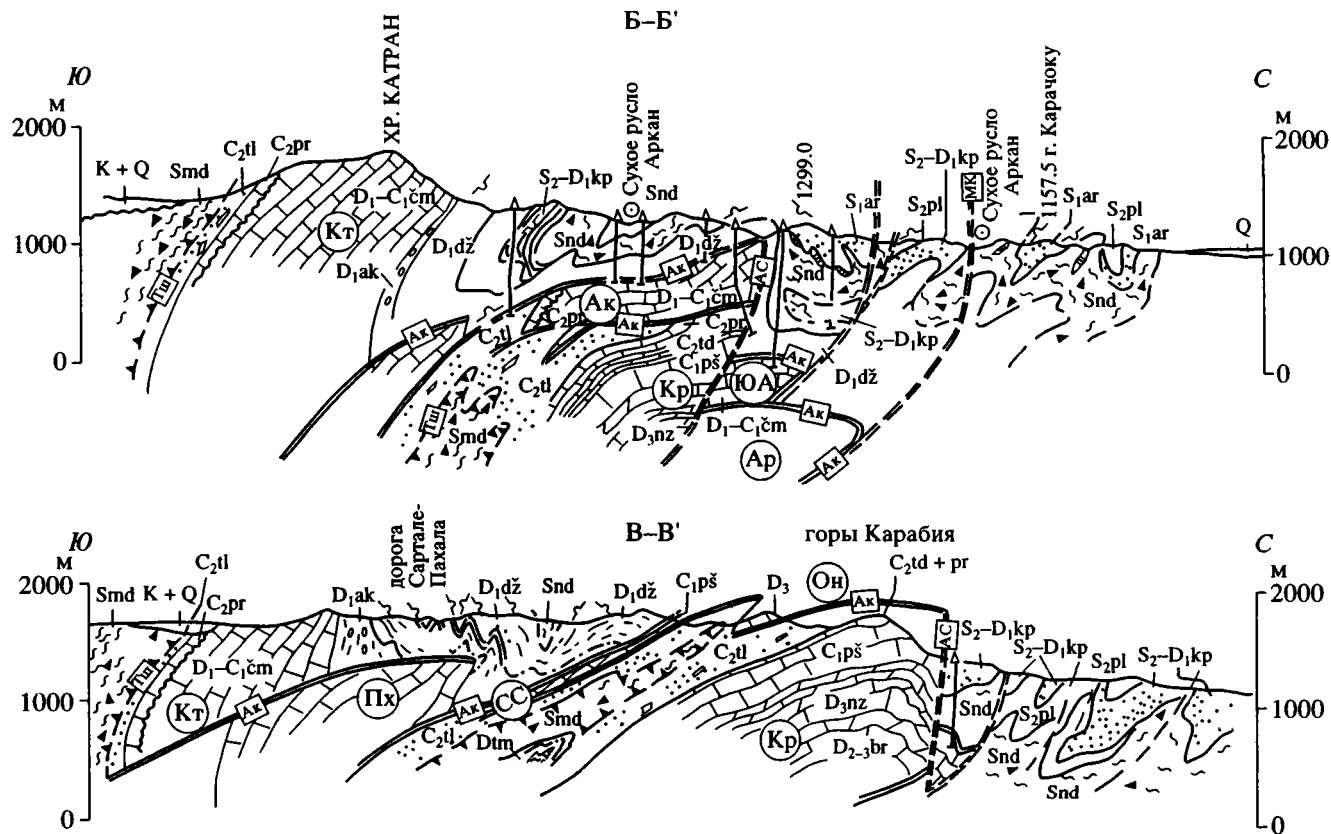


Рис. 5. Геологические разрезы Каузан-Юрунтузской структуры (местоположение показано на рис. 2, условные обозначения – на рис. 4, индексация местных стратиграфических подразделений – на рис. 2).

Буквами в кружках обозначены известняковые массивы и внутренние клиппены (Кт – Катранский, Кр – Каранглинский, Ак – Акташский, ЮА – Южно-Акташский, Ар – Арпалькский, ПХ – Пахалинский, СС – Северо-Сарталинский, Он – Ониковый). Буквами в квадратах обозначены разрывные нарушения (Тш – Ташатинский, Ак – Акташский, АС – Акташ-Сасыкский, МК – Мамакский).

Джидалинской синформой, нижний – Верхнекаранглинской антиформой. В связи с общим наклоном осевых поверхностей складок на юг, противоположные их крылья имеют нормальное падение. Общее крыло оказывается перевернутым. Последовательность расположения пластин от ядра к крыльям оказывается обратной, а сами складки, таким образом, можно назвать антисеквентными.

Общее крыло названных складок осложнено зоной Акташских внутренних дизъюнктивных нарушений. С ними сопряжены фрагменты Каузан-Аурунтузской пластины – Акташ-Зузановские внутренние клиппены, образовавшиеся в результате различного рода дополнительных сколов, возникших при разрушении пластины Б и ориентированных косо к ее подошве и кровле (рис. 5). Такие фрагменты оказываются ограниченными дизъюнктивами по меньшей мере с двух сторон.

Взаиморасположение клиппенов известняков в пределах кадамджайского сегмента наиболее

точно передает рис. 5, представляющий собой схематическую проекцию на единый разрез наблюдаемых сечений Каузан-Юрунтузской структуры. В меньшей степени экстраполированные изображения структуры приведены на конкретных разрезах (рис. 6).

Еще раз подчеркнем, что флексурный перегиб образовался в результате пассивной реакции двух некомпетентных пластин на перемещения карбонатных массивов. Это определило многие особенности названных выше складок. Пласты пород испытывали не только деформации изгиба, но также и течения. Мощности пластин варьируют в широком диапазоне, вплоть до выклинивания. Протыкание некомпетентных пластин жесткими карбонатными телами и отчленения от них фрагментов, характерные для следующих стадий развития деформаций. Отчлененные разрывами фрагменты некомпетентных пластин, увлеченные силами трения вслед за аллохтоном, представляют собой части последних. Дополнительная нарушение дизъюнктивами была приобретена этой складкой позднее. При всей нарушенности и завуа-

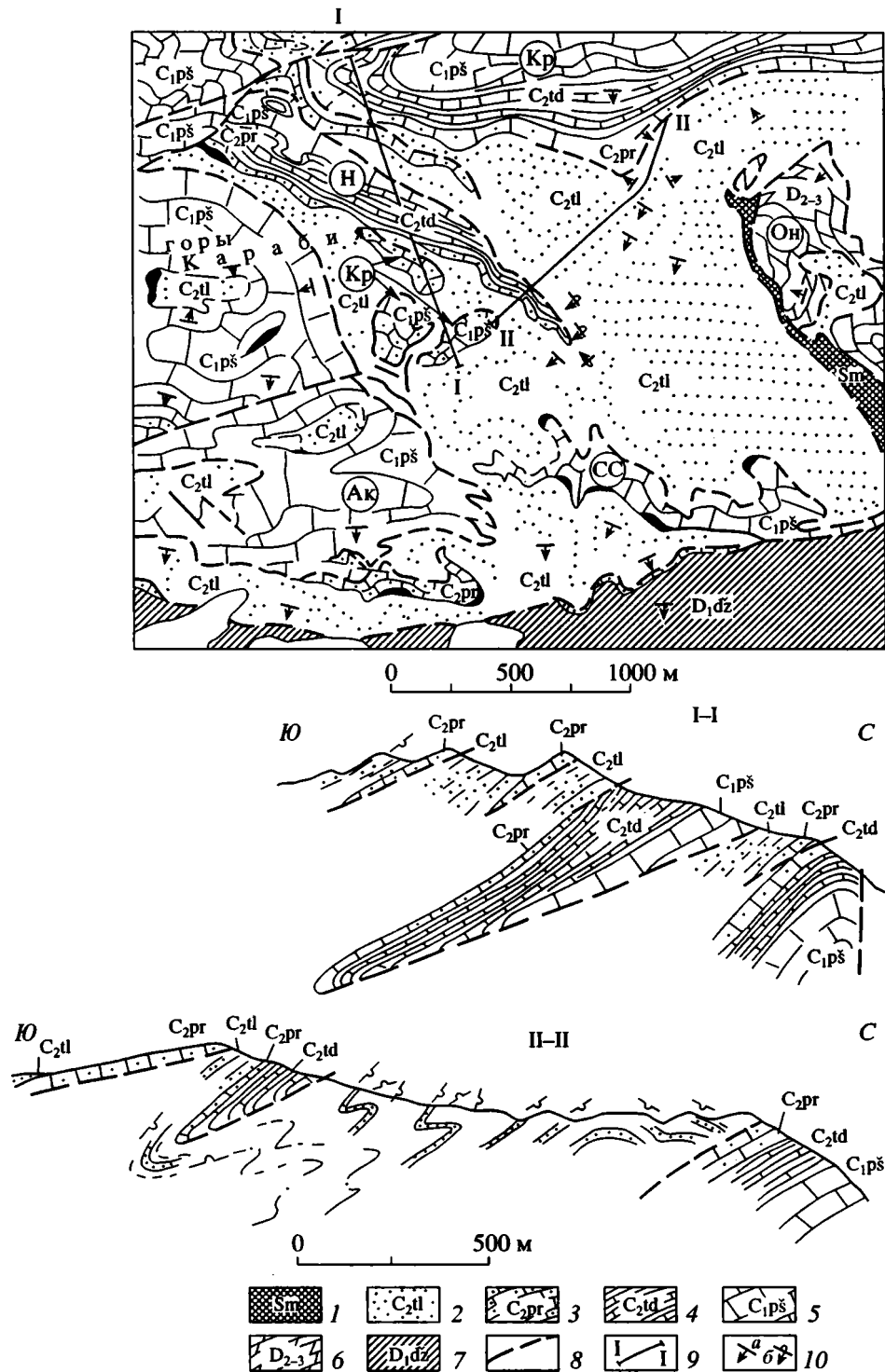


Рис. 6. Геологическая карта и разрезы Карабайских гор (Карабайские клипсы, местоположение см. на рис. 3). Буквами в кружках обозначены массивы (Кр – Каранглинский, Кт – Катранский) и клипсы (Ак – Акташский, Н – Никифорова, Он – Онисовый, СС – Северосарталинский).

1–7 – стратиграфические подразделения в пределах тектонических пластин: 1 – майданский глинистый меланж (Smd), 2 – толубайская свита, флиш (C_{2tl}), 3 – паркафская свита, известняки (C_{2pr}), 4 – туюкдангинская свита, известняки (C_{2td}), 5 – пешкаутская свита, известняки (C_{1ps}), 6 – чильмайрамская свита, доломиты (D₂₋₃), 7 – джидалинская свита, песчаники, алевролиты (D_{1dz}); 8 – тектонические разрывы; 9 – линии геологических разрезов; 10 – нормальное (а) и опрокинутое (б) замечание пластов.

лированности описываемой структуры, существование Кадамджайской флексуры представляется бесспорным. Оно обосновывается комплексом различных наблюдений: 1 – картирование отдельных частей флексуры (рис. 4); 2 – опрокинутое положение пластин в пределах антисеквентной части крыла флексуры; 3 – мелкие складки, осложняющие Кадамджайскую флексуру и повторяющие ее форму; 4 – обнаружение новых областей распространения фрагментов Охнинской пластины (майданский глинистый меланж Smd с фрагментами Ташатинского покрова, выступающий из под пород флиша C_2I в верховьях сая Каранглы, [9], рис. 4). К сказанному следует добавить, что существование флексуобразного перегиба Охнинской и Чаувайской пластин в пределах Кадамджайского рудного поля, объясняет особенности распространения глинистого меланжа в этом районе: часто зоны меланжа залегают внутри шарьяжей. В то же время, в ряде мест видимое основание некоторых аллохтонов оказывается лишненным зон сколько-нибудь значительной переработки пород. Парадокс, связанный с позицией меланжевых комплексов, объясняется псевдонадвиговым характером соприкосновения аллохтона с нижележащими комплексами. Места, где существует видимость нахождения зон глинистого меланжа внутри покровов, приходятся на ядерные части Джидалинской и Верхнекаранглинской изоклиналиных складок, составляющих Кадамджайскую флексуру. При этом их позиция по отношению к основным покровным комплексам аккреционной призмы оказывается естественной и закономерной. Глинистый меланж, слагающий ядро антисеквентной Верхнекаранглинской складки, принадлежит основанию Ташатинского аллохтона, распространенного южнее. Этот выход представляет собой тектоническое окно на фоне опрокинутого положения. Фрагменты меланжа, слагающие мульду Джидалинской синформы, представляют собой, напротив, тектонический останец, в котором в опрокинутом положении сохранился нижний элемент разреза Алайско-Чаувайского параавтохтона. Отметим, что ранее появление меланжевых комплексов в указанных местах смущало исследователей, вынужденных констатировать отсутствие четкой связи образования этих тектонитов и процессов первичного шарьяирования [6].

Ядерные части Джидалинской и Верхнекаранглинской складок, намеченные по распространению меланжевых комплексов, имеют форму весьма далекую от ядер правильных складок изгиба. Механизм деформаций некомпетентных пластин скорее подобен течению. Перетекание меланжевого вещества в ядерных частях складок, скорее всего, сопровождалось диапиризмом. Неудивительно также, что меланжевая масса могла проникать в зоны разломов и области тектонического расщепления пластов. Такое расщепление и нагнетание сланцевого крошева в межпласто-

вые пространства характерно для Чаувайской пластины в области опрокинутых крыльев складок. Инъецированные милонит-меланжевые массы, имеющие глинистый состав, можно не заметить среди расщепленных пластов песчаников. Их выявлению способствует специфичный облик сланцевых отложений, которые залегают в основании разреза Чаувайской пластины и которые подверглись меланжированию в наибольшей степени. Это характерные отбеленные сланцы с мелкими фтанитовыми конкрециями – сюетская свита S_{sg}. В пределах опрокинутой части крыла Кадамджайской флексуры, и, в меньшей степени, в других районах, эти сланцы присутствуют в различных частях стратиграфического разреза Чаувайской пластины. Нередко они оказываются в положении между налегающими друг на друга толщами различного возраста (рис. 7). Такие соотношения можно принять за тектонические чешуи, в которых на наиболее древней из свит залегают все более молодые фрагменты осадочного комплекса. Для объяснения подобных соотношений альпийскими геологами был предложен механизм довольно замысловатой “замены покрова” [19]. Попытки применения такой модели для Чаувайской пластины, предпринимаемые нами до выявления эффектов вклинивания, нельзя признать удачными [9].

Чаувайско-Абширский сегмент. В нем Катранский и продолгающей его на восток Ярунтузский массивы, с одной стороны, и Арпалык-Абширское продолжение Каранглинского массива, – с другой, испытывают все возрастающее перемещение. Огибающие их некомпетентные пластины оказываются в значительной части прорванными (рис. 1-III и IV). Кадамджайская флексура преобразуется в сопряженную пару структур вклинивания (рис. 5, разрез В-В'). уже восточнее водораздела рек Ходжагаира и Исфайрама подземная часть Катран-Ярунтузской пластины оказывается вклиненной в нижнюю часть разреза Охнинской пластины – майданский глинистый меланж (рис. 1-IV-Б₁). Каузанская пластина двигалась в противоположном направлении и в своей фронтальной части оказалась окруженной чешуйчатыми структурами нижележащей Чаувайской пластины (положение Б₂ на рис. 1-IV). Восточная часть Каузанской пластины оказалась лишённой своего перекрытия. В той части структуры, где такого перекрытия не было уже в момент ретроперемещения Каузанской пластины, она оказывается преобразованной в обычный ретро-аллохтон. Нельзя исключить, что протрудируя терригенные Чаувайские чешуи, Каузанская пластина могла оказать в окружении тех структур, которые составляли до деформирования не только ее основание, но являлись ее латеральным продолжением. Однако при всех возможных изменениях характера этой пластины можно уверенно говорить, что начальным этапом для ее структурной эволюции на этапе ретроперемещений, была

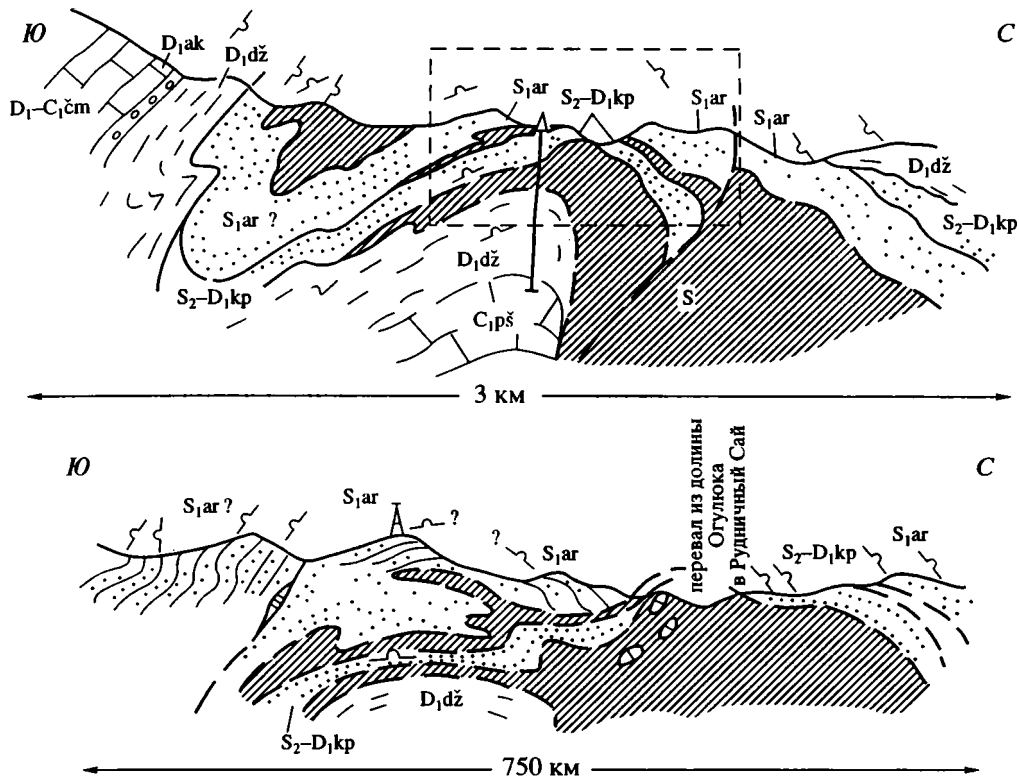


Рис. 7. Геологические разрезы района левобережья р. Шахимардан (местоположение см. на рис. 3, условные обозначения – рис. 2, 6).

флексурная форма структуры вклинивания. Об этом свидетельствуют реликты среднего крыла такой флексуры, сохранившиеся в ряде мест вблизи тела пластины. В них можно видеть характерную тектоностратиграфическую последовательность элементов этого крыла. В последней можно узнать фрагмент джидалинской свиты, оторванной в свое время от подошвы Катран-Ярунтузского массива, но избежавший участи быть оторванным вторично от Зузановского клиппена.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЕТЕНТНЫХ ПЛАСТИН И ИХ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ ОГРАНИЧЕНИЙ

Тела, имеющие различные размеры, в том числе слагающие крупные горные массивы, являются наиболее отчетливо экспонированными на местности элементами описываемой структуры. Сказанное в первую очередь относится к двум карбонатным массивам – Катранскому и Каранглинскому (Каузанскому), расположенным в верхней и нижней частях Кадамджайской флексуры (рис. 4, 5). К западному окончанию Каранглинского массива прилегает один из клиппенов – Акташский массив. Разобщенность Катранского, Каранглинского и Акташским массивов явилась причиной того, что многие исследователи рассма-

тривали их, как фрагменты двух различных тектонических покровов [9, 15]. При общем сходстве разреза Каузанский массив считался выходом Алайского параавтохтона, а Катранский расценивался как аллохтон. Аллохтонной же признавалась Чаувайская пластина, расположенная между названными массивами и севером Каранглинского массива. Поскольку последний оказывался с двух сторон окруженным сходными аллохтонными комплексами, он интерпретировался, как ядерная часть Каузанского антиклиналоида. Такая трактовка находила, как казалось, подтверждение и в особенностях внутренней структуры Каранглинского и Акташского массивов. Последний, прорезанный глубоким ущельем реки Шахимардан, особенно наглядно демонстрирует свою антиклинальную форму. Между тем, у антиформной трактовки Каузанской структуры обнаруживается немало изъянов. Один из них – отсутствие симметрии строения крыльев этой структуры. Для объяснения пробелов в последовательности покровных единиц на северном крыле Каузанской структуры, приходилось допускать существование крупных взбросов.

Последующее изучение вскрыло иную природу этих разломов. Густая сеть буровых скважин, пробуренных в пределах Каузанского и Акташского массивов, а также детальные полевые

наблюдения позволили проследить изменения формы и ориентировки в пространстве поверхностей сместителей разрывов. Из крутоориентированных вблизи поверхности, большинство таких разрывов преобразовывалось во все более пологие на глубине [9]. Иначе говоря, разрывные нарушения, совпадающие с краевыми частями Акташского и Каранглинского массивов являются внутренними дизъюнктивами, лишь отчасти внедряющимися в терригенные породы, окружающие карбонатные массивы. Тектонические подвижки, происшедшие позднее дислокаций вклинивания, лишили фронтальную часть Каранглинского массива того острия, которым должен был заканчиваться фрагмент Каузан-Яурунтузской пластины после ее косо го раскалывания на две части. Разрыв, отчленивший от Каранглинского массива его “наконечник”, назван автором Акташ-Сасыкским. Ограничивая Каранглинский и соседний с ним Акташский массивы с севера, своим восточным продолжением Акташ-Сасыкский разрыв косо пересекает Каранглинский массив (рис. 4). Отделенная от него северная часть, слагающая Арпалыкскую горную гряду, сместилась в восточном направлении на 7.5 км. Недостающий “наконечник” следует искать в районах, расположенных восточнее.

Примечательным является характер перемещения по Акташ-Сасыкскому разрыву. Этот правосторонний сдвиг является внутренним сдвигом. Эта особенность вытекает из сравнения противоположных крыльев Акташ-Сасыкского разлома в районе Акташской гряды, где разлом известен под названием Северо-Акташского. Южнее этого разрыва под Акташским клиппеном бурением установлено продолжение Каранглинского массива [9], а в северном крыле – отчленившийся фрагмент Акташа, лишенный аналогичной подстилки (рис. 5, 6). Допущение выдвигания края Арпалыкского массива из-под Северного Акташа, увязывается с различием характера смещений по этому дизъюнктиву. Тела на линии таких разрывов оказываются перемещенными неодинаково: если часть Каранглиско-Арпалыкского массива, лежащая к северу от Сасыкского разрыва испытала сдвиговое перемещение, то расположенный выше ее Акташский клиппен сместился в меньшей степени. Более ощутимыми для Северного Акташа оказались вертикальные перемещения. Фронтальная часть Акташского клиппена “осела” на освободившееся место. Еще более высокие части разреза многослойной конструкции не испытали значительных разрывных нарушений и деформировались пликативно, приспосабливаясь к изменениям формы своего жесткого остова в процессе формирования флексуры. Результат неодинаковой реакции компетентных и некомпетентных тел на перемещения особенно нагляден в районе западного погружения Акташ-

ского клиппена под терригенные породы Чаувайской пластины. Большинство разрывных нарушений, отчетливо проявленных в Акташском теле не имеют своего продолжения в терригенных породах. Выявление интраламинационного характера разрывных нарушений требует внесения определенных корректив в поиски рудоконтролирующих разломов.

Итак, Акташский и Каузанский массивы являются псевдодядром. Каузанский массив слагает северное крыло Верхнекаранглинской складки, или, что то же самое, располагается в нижнем участке колена Кадамджайской флексуры. Акташский массив представляет собой клиппен, не полностью смещенный относительно более крупного фрагмента той же пластины, и маркирующий зону внутреннего дизъюнктива в пределах описываемой флексуры.

Обратим внимание на особенности взаимной ориентировки компетентных и некомпетентных пластин, возникшей в результате “вклинивания” (рис. 1, III). Частичная или полная перевернутость некомпетентных элементов многослойной конструкции при сохранении нормальной ориентировки компетентных пластин (B_2, B_3, B_4) является характерным признаком рассматриваемой категории структур. Такой механизм “выворачивания”, объясняет скрытый характер тектонических контактов, разделяющих компетентные и некомпетентные пластины в местах, где последние оказались в перевернутом положении по отношению к аллохтонному телу. Отсутствие следов значительной тектонической переработки пород в зоне контакта в сочетании с его субсогласным положением по отношению к пластообразным выше и ниже лежащим геологическим телам влекли за собой ошибки в интерпретации геологического строения как рассматриваемого района, так и всего Южного Тянь-Шаня. Особенно показательна история изучения Акташского массива известняков и перекрывающих его отложений Чаувайского комплекса. Первоначально, разделяющая их граница считалась стратиграфической. Установление палеонтологическими методами силурийско-девонского возраста терригенных отложений, перекрывающих каменноугольные Акташские известняки, послужило толчком к рождению идеи о тектонических покровах в Южном Тянь-Шане [14]. Упорное сопротивление, которое встретила эта идея со стороны многих геологов в прошлом, представляется не случайным. Причина заключалась в том, что эталоном покровных соотношений послужил псевдонадвиговой контакт (результат вторичных нарушений в пакете действительно существующих покровов), и в том, что дислокации “вклинивания” оказались отождествленными с антиформными изгибами таких покровов.

Другие клиппены также как и Акташский массив, рассматривались в качестве толщ или пачек [5], а затем – тектонических пластин [14]. Поскольку большинство клиппенов оказывается сосредоточенным внутри толубайского флиша, для объяснения их природы автором была предложена олистоплаковая гипотеза [9]. При сходстве структурного положения, Зузановские пластины отличаются от настоящих олистолитов. Достаточно указать на специфику их формы – размеры пластин по простиранию превосходят их мощность в сотни и даже тысячи раз. Убедиться в ином механизме их образования можно на примере Карабийских тел (рис. 6), где формирование клиппенов остановилось на начальной стадии. Кроме того, косое скалывание сочеталось со складчатыми деформациями как в окружающей среде флише, так и, частично, в карбонатных телах. Приведенный пример иллюстрирует еще одну специфическую особенность клиппенов. Выколотые из исходной пластины под разными углами и, при этом, не полностью отделенные друг от друга они оказываются похожими на серию обычных чешуйчатых структур. Однако направление перемещения и последовательность образования окажутся отличными (рис. 6).

К сказанному о структурах “вклинивания” следует добавить, что они могут образовываться не только из карбонатных пластин, но из любых компетентных прослоев.

ЗНАЧЕНИЕ НОВОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАУЗАН-ЯУРУНТУЗСКОЙ СКЛАДКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ПОКРОВОВ И ОБЩЕЙ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА

Выявление коллизионных деформаций “вклинивания” способствует решению ряда проблемных вопросов покровной тектоники Южного Тянь-Шаня и вносит коррективы в прежние представления автора о геологическом строении этого региона.

Первая группа поправок касается первичных покровов. Существование этих главнейших элементов структуры региона до сих пор подвергается сомнению. Автору статьи представляется, что причин такого отношения к покровам две. Во-первых, наиболее крупный в Тянь-Шане аллохтон, перекрывающий Алайский параавтохтон, ранее в своей значительной части изображался без меланжевой подстилки. Во-вторых, неправдоподобность облику покровов придавало неправомочное отождествление коллизионных деформаций “вклинивания” с син- и антиформными изгибами аккреционной призмы. Как следствие такой ошибки – диковинный облик покровов, изображавшихся на геологических разрезах [13, 16]. Тонкие, змеобразно изгибающиеся пластины, оказывались удивительно непропорциональными.

Меланжевая подстилка заняла свое место в Кадамджайской флектуре. Ее отсутствие в пределах аккреционной призмы наблюдается только во фронтальных и тыловых частях. Первые, очевидно, принадлежат к наиболее поверхностной части аккреционного сооружения, для которой образование меланжевых структур не характерно. Вторые, возможно, лишаются этих пластичных масс пород в результате их отжимания из наиболее погруженных частей аккреционного сооружения. Тектонические покровы Южного Тянь-Шаня, таким образом, оказываются в большей степени сходными с аналогичными элементами более молодых и современных аккреционных призм [20].

Кроме сказанного, меняется представление о методологических приемах изучения покровов. Если ранее понятие тектонического покрова автором, как и многими другими геологами, отождествлялось со стратиграфическим понятием “тип разреза палеозоя”, то теперь представляется возможным с большей степенью критичности отнести к этому положению. Представляется, что на значительной части рассматриваемого региона покровные единицы соответствуют интервалам разреза аккреционной конструкции, различающимся не столько по особенностям своего состава, сколько по разграничениям зонами различного рода поднадвигового меланжа. Именно средняя часть аккреционного сооружения должна служить отправным пунктом в решении вопросов о корреляции тектонических единиц.

Вторая группа поправок касается трактовки постшарьяжных складчатых и разрывных нарушений в Южном Тянь-Шане. Ранее в складках, наложенных на пакет покровов, выделялись случайные изгибы. При этом необъяснимым оставался факт их регионального масштаба. На роль такого нарушения всего пакета аккреционной призмы в Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня может претендовать только Охнинско-Талдыкская синформа, границы которой следует расширить. Ряд смежных структур, в том числе Каузанский антиклиналоид, представляют собой ее осложнения дислокациями “вклинивания”. Ряд других особенностей позволяет уверенно говорить о неслучайности возникновения этой синформы, как изгиба покровов. Эта структура непрерывно прослеживается из одного сектора аккреционной призмы в соседний, где состав структурных единиц оказывается существенно отличным. Очевидно, местоположение Охнинско-Талдыкской синформы предопределено существованием какой-либо ослабленной зоны в более глубинных частях литосферы. Ею могла бы быть область вторичной коллизионной субдукции, на существование которой уже давно указывают петрологи, изучающие коллизионный магматизм Южного Тянь-Шаня [12].

Образование большинства разрывных нарушений, осложняющих строение аккреционной призмы можно связать с перемещением друг относительно друга геологических тел. Большинство таких разломогенерирующих тел располагается вблизи поверхности. Только самые крупные региональные разрывные структуры, типа Южно-Ферганского шва или Талассо-Ферганского разрыва, образованы благодаря неоднородностям литосферы надрегионального масштаба.

ЗНАЧЕНИЕ НОВОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАДАМДЖАЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ДЛЯ ПРОГНОЗА РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Основные залежи сурьмяных руд в Кадамджайском месторождении, как и других руд джаспероидного типа Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса, приурочены к двум типам структур: 1 – джаспероидные тела, расположенные в кровле карбонатных массивов под аллохтонным терригенным экраном; 2 – зоны разрывных нарушений, ограничивающие эти массивы с флангов или пересекающие их на части [11]. Новая интерпретация морфологии разрывных нарушений, ограничивающих надвиги, позволяет увидеть их взаимосвязанность, так как они являются частями единой разрывной поверхности. К этой же поверхности принадлежит также разрыв, ограничивающий массивы снизу. Можно надеяться, что условия осаждения рудных растворов, оказывались сходными с условиями реализации свойств различной компетентности тектоническими пластинами в составе аккреционной призмы.

В качестве конкретных перспективных участков можно наметить следующие:

1 – предполагаемое продолжение Акташского массива в погруженной северной части Катранского массива может содержать оторванный в процессе скальвания фрагмент Кадамджайского месторождения (“Второй Кадамджай”), также как нельзя исключить возможность сопряженности этой структуры с внутренними клиппенами, несомненно представляющими интерес для обнаружения рудоносных джаспероидных тел.

2 – вторичные аллохтонные пластины, аналогичные Каузанской, но расположенные на больших глубинах [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая интерпретация структурных взаимоотношений различных геологических тел в Алайском районе южнотяньшанских герцинид с классическим проявлением покровной тектоники вносит коррективы в устоявшиеся представления о механизме и формах структурообразования на коллизионном этапе. Основное значение придается не поэтапной последовательности пликативных и дизъюнктивных дислокаций [9, 13, 14], а их

тесной взаимосвязанности и одноактности, при неодинаковой реакции геологических тел разной компетентности на тектонические напряжения. Результатом является формирование сложных “структур вклинивания”, а не простых складчатых форм – антиформ и синформ.

Под неодинаковой реакцией на тектоническое сжатие различных пластообразных тел подразумеваются преимущественно дизъюнктивные дислокации компетентных пластин (взбросы, надвиги) и преимущественно пликативные нарушения, также сочетающиеся с дизъюнктивами, в окружающих эти пластины некомпетентных массах горных пород (флексур, разного рода складки, явления расклинивания и протрудирования). Свообразие тектонических разрывов в “структурах вклинивания” заключается в их внутреннем по отношению к деформируемому комплексу характере, а также в необычной форме поверхностей сместителей. Пликативные же формы, в местах осложнения такими дизъюнктивами, характеризуются нарушением первичной последовательности вертикального расположения пластообразных тел в деформированной конструкции. В числе подобных нарушений различимы разновидности: 1 – частичное или полное переворачивание некомпетентных пачек, толщ и более крупных пластообразных тел, залегающих ниже и выше компетентных тел; 2 – изъятие какой-либо компетентной пластины из разреза многослойной конструкции (рис. 1 и II); 3 – помещение компетентной пластины внутрь сложных некомпетентных частей разреза. При этом фрагменты компетентной пластины приобретают облик тел, окруженных с противоположных сторон пластинами одной из смежных некомпетентных пластин. Это достигается либо в результате очень косо скальвания компетентной пластины и облегание остроокраинных ее обломков некомпетентными массами (рис. 1, III), либо в результате “вдвигового” перемещения компетентного тела в некомпетентные массы (рис. 1, IV).

Явления расщепления и протыкания пластов жесткими клиньями могут способствовать созданию зон локального растяжения в обстановке, которая в целом характеризуется тангенциальным сжатием. Легко представить реакцию на создавшиеся при этом условия дифференцированного геостатического давления со стороны наиболее пластичных масс горных пород – они нагнетаются в полости расщепления пород и трещины в виде мелкого сланцевого крошева. На определенной стадии своего развития “структуры вклинивания” могут преобразовываться в обычные дизъюнктивные деформации, например, в надвиги.

Новая интерпретация коллизионных дизъюнктивно-пликативных деформаций удовлетворительно объясняет ряд труднопознаваемых элементов покровной структуры исследованного региона:

псевдонадвиговых и псевдостратиграфических взаимоотношений толщ; обильное меланжирование в ядрах складок; неоправданно большая протяженность тонких тектонических пластин. Новая концепция также вносит коррективы в понимание первичных покровов субдукционного этапа – их количества, объемов и характера ограничений.

Наблюдения автора над серией последовательно расположенных по простиранию и постепенно усложняющихся “структур вклинивания” дают четкое представление о динамике такого структурообразования во времени (рис. 3, 4). Значительные поправки вносятся и в схему структурного прогноза сурьмяно-ртутного оруденения в регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бискэ Ю.С. Сланцевый меланж и тектонические покровы Южной Ферганы // Вестник ЛГУ. 1983. № 6. С. 40–45.
2. Бискэ Ю.С. Палеозой Южного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс. Л.: Изд-ние ЛГУ, 1989. 28 с.
3. Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Зубцов С.Е. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 180 с.
4. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 161 с.
5. Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н., Соловьева М.Н. Дикий флиш северного склона Алайского хребта // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1978. № 1. С. 146–147.
6. Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Недра, 1992. 230 с.
7. Зубцов Е.И., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Новая схема домезозойской тектоники Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1974. Т. 217. № 5. С. 1153–1156.
8. Зубцов С.Е. О присутствии шаланской серии среднего палеозоя в пределах Кадамджайского рудного поля // Вестн. ЛГУ. 1987. Сер. 7. Вып. 3. С. 74–76.
9. Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Структура и история формирования Каузанского антиклиналоида (Южный Тянь-Шань) // Вопросы стратиграфии и реги-

ональной геологии. С.-П.: Изд-во СПбУ., 1995. С. 166–190.

10. Котельников В.И. Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов с прилегающими территориями (Южный Тянь-Шань) м-б 1 : 500000 (объяснительная записка). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1987. 96 с.
11. Никифоров Н.А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: ИЛИМ, 1969. 231 с.
12. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Недра, 1992. 100 с.
13. Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 66–73.
14. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 215 с.
15. Поршняков Г.С., Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Фиданев Д.Т. О покровах, тонких пластинах и структурах ретродвижений в герцинидах Южного Тянь-Шаня // “Университеты России”. М.: Изд-во МГУ. Ч. 1. 1993. С. 91–98.
16. Поршняков Г.С., Котов Н.В., Кольцов А.Б. и др. Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. С.-П.: Изд-во СПбУ, 1995. 295 с.
17. Савицкий Ю.В., Гатаулина Г.М. Рифовые фации девона в Ляглянском карбонатном массиве (Алайский хр.) // Вопросы стратиграфии и региональной геологии. С.-П.: Изд-во СПбГУ, 1995. С. 114–124.
18. Шульц С.С. (мл.), Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. М.: Недра, 1991. 146 с.
19. Lugeon M. Une nouvelle hypothese tectonique: la diverticulation, note preliminaire // Bull. Soc. Vaud. Sci. natur. V. 62. 1943. 260 p.
20. Melanges: Their Nature, Origin and Significance // Geol. Soc. of Amer. Sp. pap. 1984. 128 p.
21. Sitter L.U. Structural geology. New York – London–Toronto, 1956. 471 p.

Рецензенты: В.С. Буртман, А.С. Перфильев

Collisional Deformations in the Southern Tien Shan Hercynides: a New Interpretation

S. E. Zubtsov

St. Petersburg State University, Geological Faculty, Universitetskaya nab. 7/9, St. Petersburg, 199034, Russia

A thrust package pile (accretionary prism) of various Middle Paleozoic rock complexes in the southern Tien Shan Hercynides, emplaced as an oceanic plate subducted beneath the Middle Tien Shan continental mass, underwent post-thrusting deformations by the end of the collision phase together with the Upper Paleozoic molasse. This led to the rearrangement and considerable complication of the thrust structure. The inception and development of peculiar deformations referred to as the “wedge-in structures” is shown stage-by-stage with reference to the major structural features of the Alai Range—the Kauzan–Yauruntuz anticlinal structure and a part of the Okhny synform. Detailed studies in the relations between geologic bodies of different competence enabled the author to introduce some corrections into the nappe mapping technique and to eliminate some ambiguities often discrediting the concept of nappe emplacement. The new interpretation of these deformations is of a great consequence for the structural forecasts of antimony–mercury mineralization in the region.

УДК 551.342.3(262.5)

ТУАПСИНСКИЙ ПРОГИБ – ВПАДИНА С АВТОНОМНОЙ СКЛАДЧАТОСТЬЮ

© 1998 г. Л. Б. Мейснер, Д. А. Туголесов

Научно-исследовательский и проектный институт геофизических методов разведки океана, Геленджик

Поступила в редакцию 08.09.97 г.

Среди олигоцен-неогеновых прогибов, огибающих Западный Кавказ, Туапсинский прогиб выделяется большой глубиной и наиболее интенсивной складчатостью. Его строение изучено сейсморазведкой МОГТ значительно подробнее других прогибов. По всей площади закартировано его днище, образованное полого залегающей кровлей эоцена. Прогиб интенсивно погружался с начала олигоцена, синхронно заполняясь мощной толщей осадков. Установлено постоянство общих очертаний прогиба и его соотношений с окружающими структурами в течение всего времени его формирования. По-видимому, уже во второй половине олигоцена в осадочном выполнении прогиба возникли антиклинали нагнетания, конседиментационно растущие до настоящего времени. Соответствующих им складок в кровле эоцена нет. Распределение складок по площади и их интенсивность явно зависят от формы прогиба. В средней наиболее прогнутой его части складок больше и амплитуды их крупнее. К замыканиям прогиба амплитуды антиклиналей и их количество уменьшаются и постепенно сходят на нет. Отсюда следует, что складчатость здесь функционально связана с процессом погружения прогиба и возрастанием мощности заполняющих его осадков. Туапсинский прогиб – первая впадина, в которой под интенсивно деформированным осадочным выполнением достоверно закартировано полого залегающее дно. Тем самым структурно доказана автономность его складчатости. Это существенно подкрепляет предположения об автономности складчатости и в более древних прогибах Западного Кавказа. Обнаружить и закартировать днище любого из них пока невозможно, но характер их складок не противоречит такому выводу.

ВВЕДЕНИЕ

Морской сейсморазведкой МОГТ подробно выяснено строение Черноморской впадины на глубину до 12–14 км подо дном моря. Удалось закартировать подошву кайнозойских отложений, выполняющих впадину, а также несколько опорных отражающих горизонтов внутри этой толщи. Стратиграфически они приблизительно соответствуют кровле эоцена, кровле майкопской серии, кровле среднего миоцена и подошве антропогена. Эти структурные поверхности разделяют отложения впадины на пять крупных сейсмогеологических комплексов. Их картированием выявлены все основные структуры этой сложной тектонической впадины и установлена последовательность их формирования [1, 14–16].

Кроме двух самых крупных ее частей, Западно- и Восточно-Черноморских впадин, интенсивно опускавшихся в течение всей кайнозойской эры, обнаружены сравнительно узкие, но глубокие прогибы, начавшие заметное погружение только после эоцена: Туапсинский, Сорокина и Керченско-Таманский. По времени заложения и характеру прогибания весьма сходен с ними также Индоло-Кубанский прогиб (рис. 1). Среди них Туапсинский прогиб выделяется особенно большой глубиной и наиболее интенсивной складчатостью. К тому же только в нем уверенно записано сейсмопрофилями по всей его площади днище прогиба – полого лежащая кровля эоцена. В других прогибах такой определенной фиксации дна

нет и соотношения складчатых деформаций заполняющих прогибы осадочных толщ со структурной подстилающих пород не столь очевидны.

Эти особенности Туапсинского прогиба благоприятны для выяснения некоторых существенных вопросов формирования складчатости, в частности, автономной, возникающей без внешнего механического импульса.

Долгое время складчатость напрямую связывалась с горообразованием и термин “орогенез” обозначал процесс складчатости. Образование складчатости считалось кратковременным, геологически мгновенным. Представление о тангенциальном сжатии складчатых зон, не будучи доказано прямыми данными, являясь только умозаключением, до сих пор широко распространено. Однако развивались и иные взгляды. Доказан был длительный конседиментационный рост складок и, следовательно, формирование их еще в процессе прогибания. Гравитационное сползание покровов оказалось вероятнее их выдавливания из глубин земной коры. Затем построения гравитационной тектоники распространились и на другие формы складчатости. Возникло понимание складчатости как явления поверхностного, не вызванного непосредственно глубинными причинами.

Появилась гипотеза о наличии или новообразовании разуплотненных толщ в глубоких прогибах: их адекватное взаимозамещение вышележащими относительно более плотными массами вызывает складчатые деформации. Постепенно

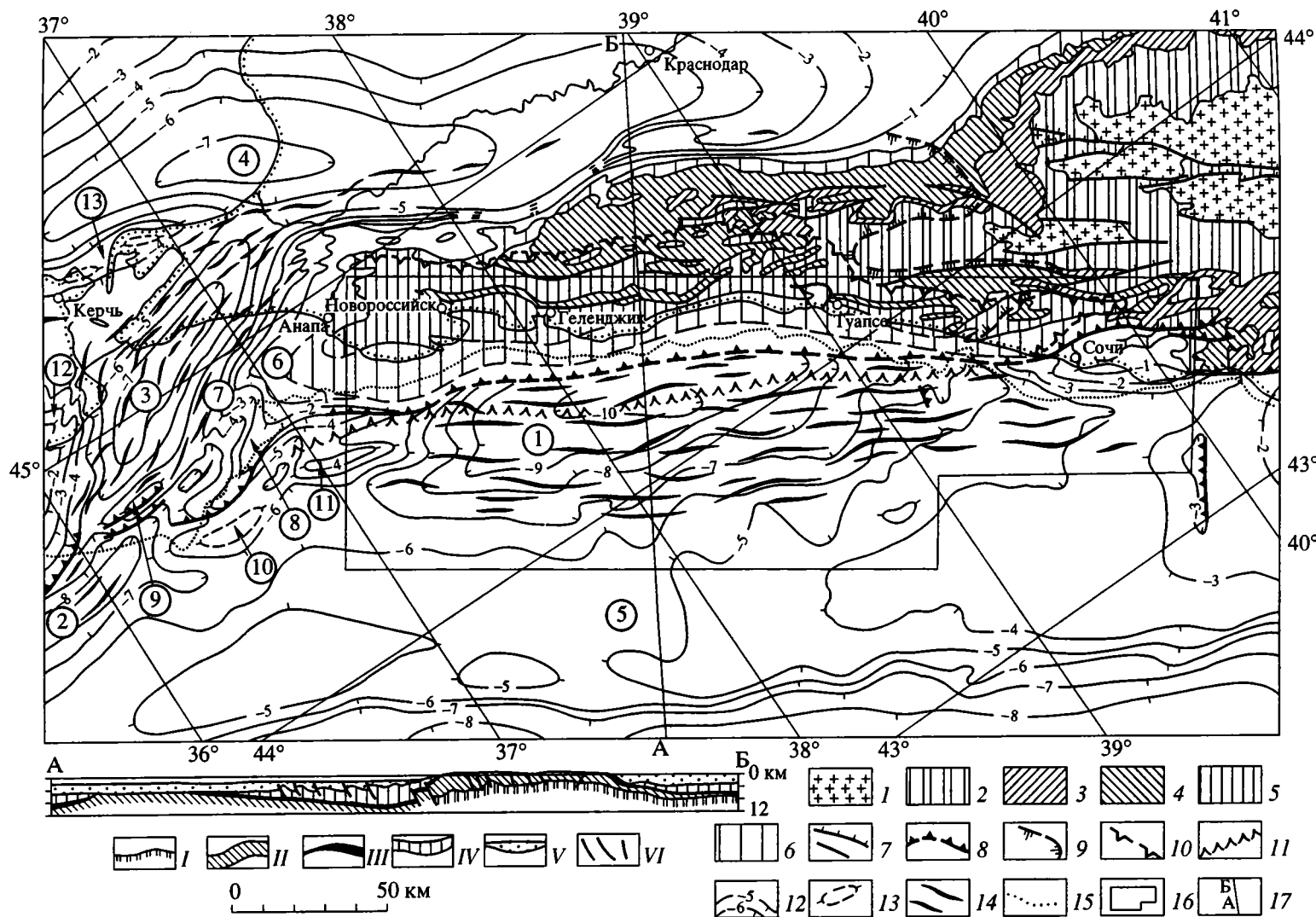


Рис. 1. Структурно-геологическая карта Западного Кавказа и смежных с ним олигоцен-неогеновых прогибов.

На карте: 1-6 – выходы отложений: 1 – доюрских, 2 – нижней-средней юры, 3 – верхней юры, 4 – нижнего мела, 5 – верхнего мела, 6 – палеоцена-эоцена (на северном склоне Кавказа и в Сочи-Адлерском районе объединенных с выходами верхнего мела); 7 – разрывные нарушения (разломы разного типа); 8 – крупные надвиги (предполагаемые – пунктир), зубцы указывают направление их падения; 9-11 – границы прогибов: 9 – раннемелового, 10 – Новороссийского поздне-мелового, 11 – южная палеоцен-эоценового; 12 – изолинии кровли эоцена, км; 13 – они же дополнительные, ооконтуривающие локальные поднятия; 14 – оси складок осадочного выполнения олигоцен-неогеновых прогибов; 15 – бровка шельфа; 16 – контур площади, изображенной на рис. 2; 17 – линия разреза.

Цифры в кружках: прогибы; 1 – Туапсинский, 2 – Сорокина, 3 – Керченско-Таманский, 4 – Индоло-Кубанский; 5 – вал Шатского; выступы: 6 – Анапский 12 – Феодосийский; антиклинали: 7 – Западно-Анапская, 8 – Барьерная; поднятия: 9 – перемычное, 10 – Палласа, 11 – Белоусова, 13 – Пантикапейское.

На разрезе: I-V – отложения: I – юры, II – мела, III – палеоцена-эоцена, IV – майкопской серии, V – среднего миоцена-антропогена; VI – линии разломов.

видоизменяясь, эта гипотеза все больше увязывалась с фактическими данными [2, 5, 18, 20]. Особое внимание привлекли глинистые толщи, составляющие более двух третей выполнения прогибов подвижных поясов. В последнее время исследования катагенеза глин показали, что на глубинах от 2 до 4 км идет интенсивное преобразование монтмориллонита в иллит. При этом высвобождается связанная вода, составляющая около 20% объема глин, происходит значительное увеличение порового пространства и разуплотнение толщ пород. И по другим признакам глинистые толщи стали оцениваться как неравновесные системы, отличающиеся высоким энергетическим потенциалом [6, 8, 12].

Таким образом, стала рассматриваться возможность образования автономной складчатости в пределах одного прогиба.

СТРОЕНИЕ ТУАПСИНСКОГО ПРОГИБА

Форма Туапсинского прогиба, очерченная по кровле эоцена, резко асимметрична (рис. 2, А). Северо-восточный борт его очень крутой: у бровки шельфа эоценовые породы обнаружены драгированием в коренном залегании, а в 10–15 км мористее кровля эоцена зафиксирована сейсмопрофилями на глубинах до 9–10 км. Строение борта в сейсмозаписи не читается. Вероятнее всего, он на всем протяжении нарушен крупноамплитудными надвигами. В замыканиях прогиба надвиги в его прикавказском борту установлены. На юго-востоке, в Сочи-Адлерской депрессии, северный ее борт образован крупным Пластунским надвигом, в котором породы палеоцена–эоцена и верхнего мела перекрывают мощную толщу майкопских отложений, выполняющих депрессию. В северо-западном замыкании Туапсинского прогиба морской сейсморазведкой зафиксирован крутой надвиг амплитудой по кровле эоцена 1.5–2 км, по которому Анапский выступ сочленяется с прогибом (см. рис. 2, А). На рис. 1 северо-восточный борт прогиба условно обозначен одной линией предполагаемого разлома. В реальности это, вероятно, огромный флексуроподобный перегиб, осложненный многочисленными надвигами. Юго-западный борт прогиба пологий, образующая его кровля эоцена плавно поднимается до абсолютных глубин – 5–6 км, незаметно переходя в пологое крыло вала Шатского. Длина прогиба составляет около 300 км, ширина 40–60 км.

Олигоцен-четвертичная толща, выполняющая прогиб, записана на временных разрезах сейсмопрофилей как мощная слоистая серия, смятая в многочисленные бескорневые складки. Почти все антиклиналы асимметричны. Юго-западные крылья их крутые, во многих случаях разорваны надвигами. Северо-восточные крылья обычно пологие (рис. 3, 4). В этой толще выделены три опорных отражающих горизонта: кровля майкопской серии,

кровля среднего миоцена и подошва антропогена. Они прослежены из глубоководной впадины в зону складок Туапсинского прогиба вдоль осей синклиналей. Но, в отличие от резко выраженной кровли эоцена, они динамически мало выделяются среди монотоннослойистой толщи. А в сводах антиклиналей повсеместно наблюдается сокращение верхней части разреза и частые выклинивания слоев. Вследствие этого, а также из-за надвигов в крыльях антиклиналей, нарушающих непрерывность слоев, откартировать положение этих опорных поверхностей в пределах Туапсинского прогиба удается только приблизительно.

Однако довольно густая сеть профилей высоточастотной модификации МОВ, с малой глубиной, но значительной детальностью сейсмозаписи (см. рис. 4), позволила построить структурную карту по опорному отражающему горизонту I, примерно отвечающему кровле среднего миоцена (см. рис. 2, Б). В юго-западной, “мористой”, части прогиба положение этого горизонта определяется надежно. Здесь он уверенно протянут из расположенной южнее области горизонтального залегания майкопских и неоген-антропогеновых отложений. В прикавказской части прогиба непрерывное прослеживание горизонта затруднено. Тем не менее в принятом сечении изолиний через 0.5 км карта достаточно точно (для масштаба 1 : 500 000 и мельче) передает все размеры, формы и расположение складок, их соотношения, надвиговые нарушения крыльев антиклиналей. В направлении к берегу по мере приближения к бровке шельфа опорный горизонт I на временных разрезах сейсмопрофилей МОВ теряется. Вероятно, в этой зоне выклиниваются и отложения среднего миоцена.

Для большей наглядности структурная карта по кровле среднего миоцена помещена рядом с картой по кровле эоцена, составленной в том же масштабе (см. рис. 2, А). Из их сопоставления видно, что распределение складок по площади прогиба и их интенсивность явно связаны с формой прогиба, определяемой залеганием кровли эоцена. В средней наиболее погруженной части прогиба складок больше и амплитуды их крупнее. К замыканиям прогиба размах и количество складок сокращаются и они постепенно исчезают.

В сводах антиклиналей на временных разрезах сейсмопрофилей повсеместно фиксируется сокращение мощности верхних горизонтов и даже выпадение целых пачек слоев. Трудно определить, с какой глубины начинается это сокращение. Во всяком случае, сразу над кровлей майкопской серии оно уже проявляется достаточно резко, что указывает на длительный рост антиклиналей. Многочисленные гряды в рельефе дна моря, приуроченные к сводам антиклиналей, свидетельствуют о том, что рост складок продолжается и в настоящее время. В результате в ядрах антиклиналей мощность отложений майкопской серии сильно раздувается, достигая в наиболее глубокой части прогиба 6–7 км.

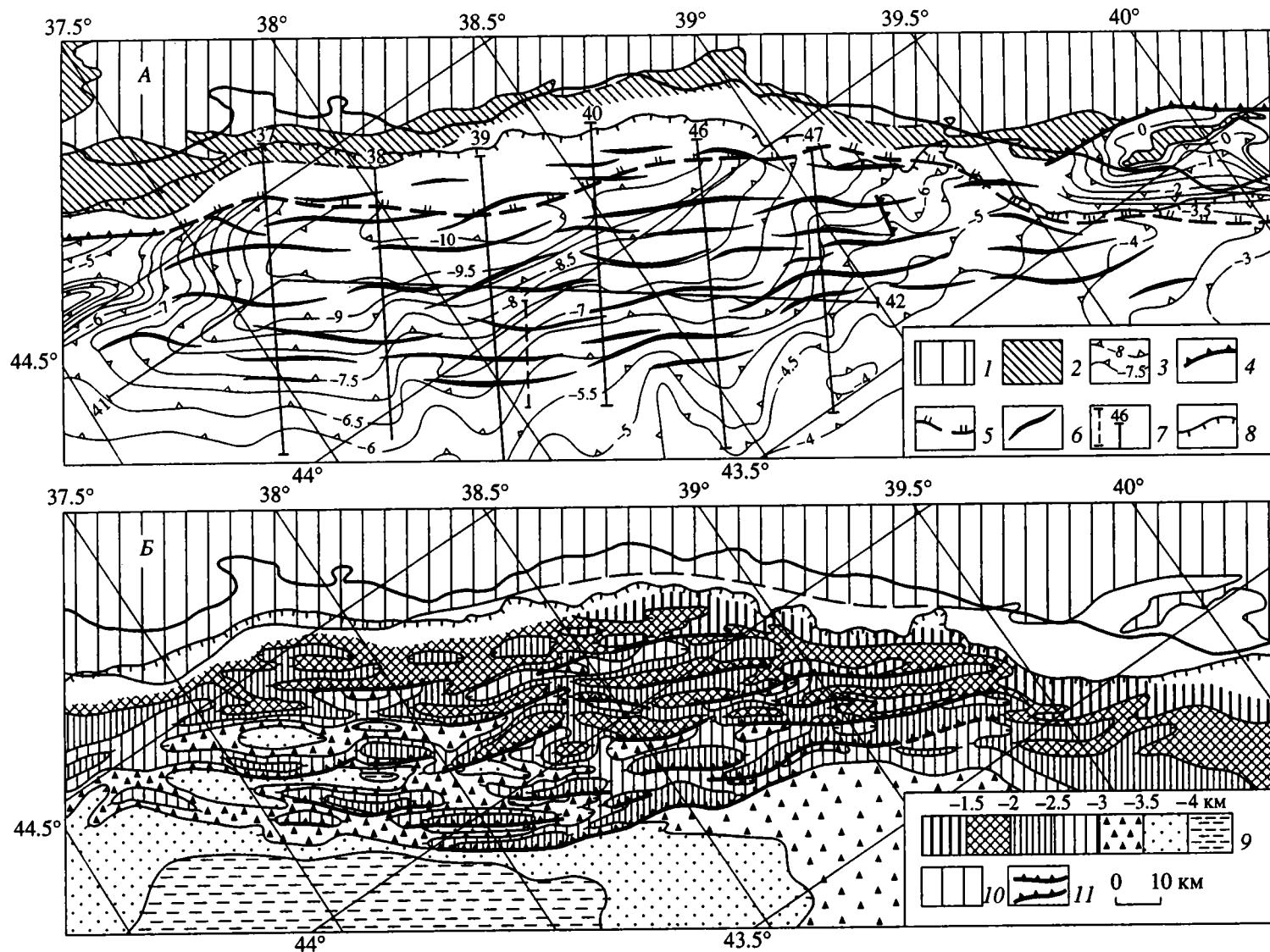


Рис. 2. Структурные карты Туапсинского прогиба (см. рис. 1) по кровле: А – эоцена (отражающий горизонт II а), Б – среднего миоцена (отражающий горизонт I). Для А: 1, 2 – выходы на поверхность отложений: 1 – мезозойских, 2 – палеоцен-эоценовых (местами в сводах антиклиналей – кампан-маастрихтских); 3 – изолинии кровли эоцена, км; 4 – разломы, нарушающие кровлю эоцена; 5 – северо-восточная граница прослеживания кровли эоцена сейсмопрофилями; 6 – оси антиклиналей нагнетания в олигоцен-неогеновой толще выполнения прогиба; 7 – линии сейсмопрофилей, временные разрезы которых изображены на рис. 3 (а), участок сейсмопрофиля на рис. 4 (б); 8 – бровка шельфа. Для Б: 9 – шкала глубин залегания кровли среднего миоцена; 10 – область отсутствия (или малой мощности) олигоценных и более молодых отложений; 11 – линии надвигов, нарушающих крылья антиклиналей олигоцен-неогеновых отложений.

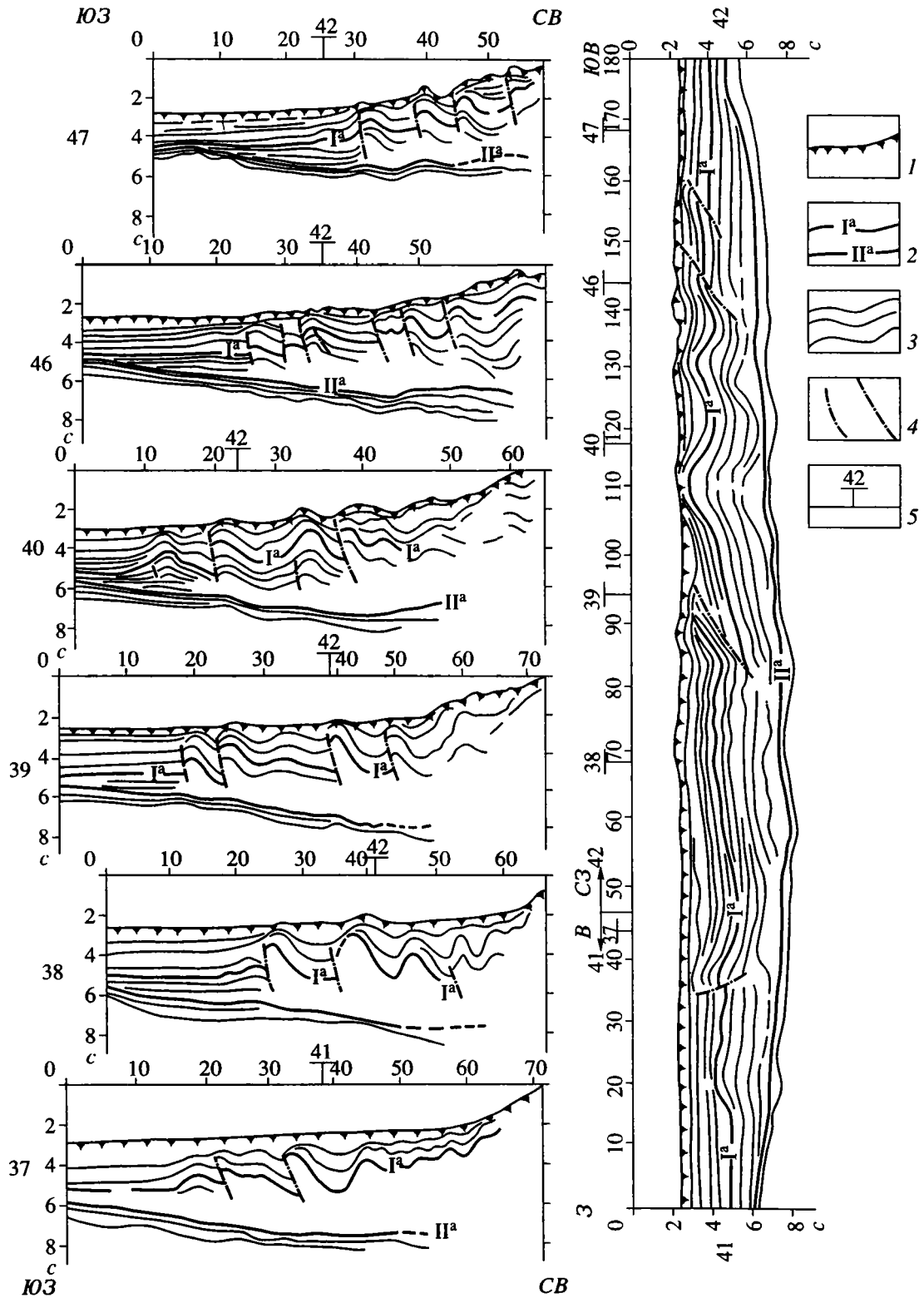


Рис. 3. Схематизированные временные разрезы сейсмопрофилей МОГТ через Туапсинский прогиб (расположение профилей см. на рис. 2, А).

Вертикальный масштаб разрезов временной; он крупнее горизонтального в водной толще примерно в 4 раза, в осадочной толще – в 2.5–3 раза.

1 – поверхность дна; 2 – опорные отражающие горизонты: I^a – в кровле майкопской серии, II^a – в кровле эоцена; 3 – прочие отражающие горизонты; 4 – поверхности надвигов; 5 – места пересечения профилей.

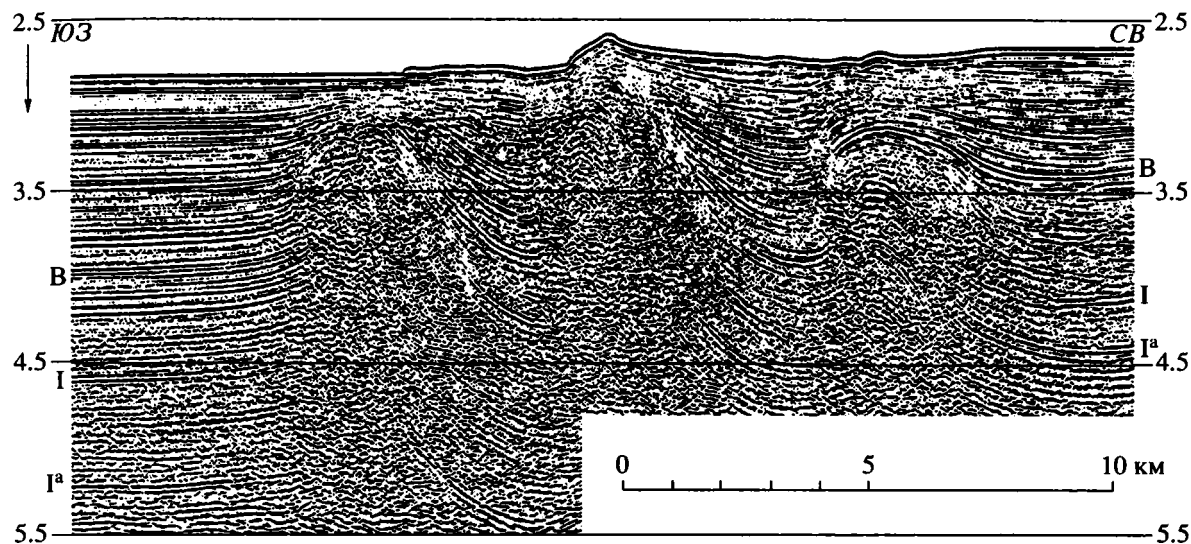


Рис. 4. Сейсмозапись складок Туапсинского прогиба (местоположение профиля см. на рис. 2, А).

Опорные отражающие горизонты: I^a – в кровле майкопской серии, I – в кровле среднего миоцена, B – в подошве антропогена.

Туапсинский прогиб практически весь лежит в акватории. Лишь в юго-восточном замыкании он частично выходит на сушу в виде Сочи-Адлерской депрессии. Майкопские отложения в ней расчленены на семь свит. Нижние две представлены флишеподобным чередованием песчаников, алевролитов и глин. Отмечено несколько горизонтов с включениями глыб и валунов. Вышележащие свиты сложены в основном однообразными глинами, характерными для майкопской серии. Оценки мощностей свит приблизительно. Общая мощность, определяемая в 4 км, по-видимому, завышена. Для двух нижних свит указывается сильное сокращение их мощностей, почти выклинивание в направлении с севера на юг [3, 11]. Возникает предположение, что вообще все свиты майкопской серии здесь образуют ряд крупных клиноформ, латерально сменяющих одна другую. Формальное сложение их максимальных мощностей и дает сильно завышенную оценку общей мощности. На рис. 2, А изолинии кровли эоцена в этом участке проведены приблизительно, но достаточно правдоподобно, судя по фиксированному сейсморазведкой положению ее в смежной части глубоководной акватории, а также юго-восточнее на суше, в районе Гагры и Пицунды, где она вскрыта скважинами [4].

СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВЫМИ ПРОГИБАМИ, ОГИБАЮЩИМИ ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

По форме Туапсинский прогиб заметно похож на Западно-Кубанский (наземная часть Индоло-Кубанского прогиба). Оба вытянуты вдоль За-

падного Кавказа и несимметричны: отличаются очень крутыми прикавказскими бортами и пологими внешними. Но амплитуда прикавказского борта Туапсинского прогиба почти вдвое больше, чем у Западно-Кубанского. Соответственно, значительно больше мощность его осадочного выполнения. В Туапсинском прогибе средняя мощность майкопской серии около 5 км против 2–2.5 км в Западно-Кубанском.

Складок в Западно-Кубанском прогибе гораздо меньше. Отдельные пологие антиклинали с симметричными крыльями, сравнительно малоамплитудные, тянутся полосой в осевой зоне прогиба. В их сводах наблюдаются признаки деформаций нагнетания. Лишь вдоль крутого прикавказского борта меловые и палеогеновые толщи смяты в сложные опрокинутые к северу складки, разбитые многочисленными надвигами. Глины майкопской серии, быстро увеличивающиеся в мощности в сторону прогиба, осложняют своды антиклиналей раздувами, а у подножия борта образуют диапировые складки. Масштаб рис. 1 не дает возможности показать их на карте. Такая структура южного борта Западно-Кубанского прогиба в первом приближении может считаться гомологом еще совершенно не исследованного прикавказского борта Туапсинского прогиба.

В юго-восточной части прогиба прикавказский борт его становится пологим. Здесь в майкопской толще установлены песчаные клиноформы, принятые вначале за авандельты палеорек [9]. В дальнейшем они определены более точно как подводные конусы выноса [13]. Вместе с тем, выяснено, что в глубь прогиба мощность майкопа быстро и заметно возрастает. На всем протяжении северного борта Индоло-Кубанского

прогиба в строении майкопской толщи сейсморазведкой также обнаружены крупные клиноформы – явный структурный признак подводных конусов выноса, формировавшихся на склоне несомненно глубоководной впадины того времени [7, 15, 19].

Западная часть Индоло-Кубанского прогиба в майкопское время охватывала и север Керченского полуострова, что отчетливо видно на карте мощности майкопских отложений [1, лист 7]. На юге полуострова майкопские глины повсеместно выходят на поверхность, а на шельфе Феодосийского залива неглубоко залегает и кровля мела. Эту зону погружения мегантиклинория Горного Крыма удобно назвать Феодосийским выступом. К северо-востоку от него лежит Пантикапейское поднятие¹, в своде которого кровля эоцена поднимается до отметки – 3–3.5 км.

Керченско-Таманский прогиб, в отличие от первых двух, располагается наискось к простиранию Западного Кавказа. Кавказские складки, постепенно снижаясь, уходят под олигоцен-неогеновые отложения прогиба. По глубине погружения и мощности майкопских отложений Керченско-Таманский прогиб приближается к Туапсинскому. Но он более узок, и оба его борта имеют примерно одинаковую крутизну. Прогиб этот представляет собой как бы соединительное звено всей группы олигоцен-неогеновых прогибов. Все они заложены и развивались одновременно, но каждый имеет свои особенности. Различны и структурные соотношения Керченско-Таманского прогиба с каждым из них, еще продолжавшие уточняться в последние годы, особенно в акватории.

На северо-востоке Керченско-Таманский прогиб почти без пережима смыкается с Западно-Кубанским, и пучок антиклинальных складок, его заполняющих, плавно переходит в полосу западнокубанских антиклиналей. Северо-западный его борт несколько расплывчат, гранича с глубоко погруженной периферией Феодосийского выступа и Пантикапейским поднятием. Юго-восточный борт образован Анапским выступом и продолжающей его Западно-Анапской антиклиналью. На юго-западе Керченско-Таманский прогиб сменяется по простиранию прогибом Сорокина, отделяясь от него лишь невысокой седловиной – небольшим Перемычным поднятием [17].

Складки в Керченско-Таманском прогибе – это также антиклинали нагнетания, нередко настоящие диапиры. В отличие от антиклиналей Туапсинского прогиба, они лишены асимметрии и укорочены, часто брахиформны. В осевой части прогиба они, вероятно, бескорневые, но прямых доказательств этому пока нет. На погружении Западного Кавказа и на периферии Феодосийского выступа

складки майкопской толщи формируются, наследуя складки подстилающих пород. Но на сводах антиклиналей повсеместно развиваются явления нагнетания, тем сильнее, чем мощнее толща майкопских глин. Они проявляются и на куполовидных сводах Пантикапейского поднятия.

Вследствие того, что вся площадь Керченского полуострова в майкопское время испытывала значительное погружение, строение ее имеет много общего с соседними прогибами. Характерно в этом отношении развитие грязевого вулканизма, который проявился здесь столь же широко, как и в пределах Керченско-Таманского прогиба. В Туапсинском прогибе грязевые вулканы пока не обнаружены, но в прогибе Сорокина они уже установлены.

Прогиб Сорокина, наименее исследованный, имеет много общих особенностей с Туапсинским. Он тоже несимметричен в поперечном сечении, так же его олигоцен-неогеновое выполнение смято в бескорневые складки. Складки, правда, менее интенсивные, за исключением резко выделяющейся длинной цепочки фронтальной антиклиналей, крылья которых зачастую осложнены надвигами. Восточное замыкание прогиба как бы продолжается еще широкой синклиналью, разделяющей Западно-Анапскую и Барьерную антиклинали.

Между замыканием прогиба Сорокина и северо-западным замыканием Туапсинского прогиба располагается менее погруженный участок акватории длиной около 80 км. Параллельно южным склонам Барьерной антиклинали и Анапского выступа, осложненным надвигами, здесь тянутся два поднятия кровли эоцена: пологое и невысокое поднятие Палласа и значительно более крупноамплитудное поднятие Белоусова². К югу от них поверхность эоцена образует пологий длинный желоб, несколько изогнутый в плане, в котором мощность майкопских отложений достигает 1.5–2 км.

Таким образом, рассмотренные олигоцен-неогеновые прогибы оказываются соединенными между собой непрерывным распространением толщ отложений майкопской серии. Характерно при этом литологическое ее однообразие: в основном это бескарбонатные глины. Как показало опробование сопочной брекчии подводных грязевых вулканов в Западно-Черноморской впадине [10] и в прогибе Сорокина, там майкопская толща сложена такими же глинами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Оценивая характер складчатости Туапсинского прогиба, надо прежде всего подчеркнуть, что это вновь возникший прогиб, а не унаследованная

¹ В работе [15, с. 80] мы это поднятие объединяли с Феодосийским выступом под общим названием Пантикапейского. В дальнейшем это название сохранили лишь за поднятием [14, с. 38].

² Ранее они объединялись нами в одно поднятие Палласа [14]. Но, вследствие заметной их обособленности и большой разности амплитуд, целесообразно их разделить. Восточному поднятию мы предлагаем присвоить имя В.В. Белоусова.

более древняя структура. Сейсморазведкой по всей площади прогиба зафиксированы малые мощности подстилающих его палеоцен-эоценовых и меловых отложений. Следовательно, ни в мелу, ни в палеоцене-эоцене сколько-нибудь интенсивного опускания область Туапсинского прогиба не испытывала. Соответственно, и наблюдаемая в прогибе складчатость является новообразованием. Таким образом, на примере Туапсинского прогиба представляется редкая возможность выяснить соотношения возникающей складчатости с более крупными структурными формами.

Второе существенное обстоятельство – близкое сходство, можно сказать, гомологичность олигоцен-неогеновых прогибов, соседних с Туапсинским. Все они – новообразованные глубокие впадины, одновременно начавшие погружение. Расположены они по краям молодых горных поднятий Крыма и Западного Кавказа, огибают их и вытягиваются параллельно им. Все эти прогибы образуют как бы одну сложную в плане область глубокого погружения. При этом борта прогибов, обращенные к Крыму и Кавказу, гораздо круче их внешних бортов.

Формационная выдержанность выполняющих прогибы толщ, формы их залегания, последовательные фациальные изменения и сокращения мощностей всех горизонтов от середины к бортам прогибов – все указывает на стабильность положения прогибов в течение всего времени их формирования. Такое постоянство сложных пространственных соотношений всех крупных прогибов и смежных с ними поднятий не допускает сколько-нибудь крупных горизонтальных перемещений одних из них относительно других. Отсюда следует, что складки Туапсинского прогиба, растущие в нем синхронно с прогибанием и накоплением осадков, вызваны не внешними по отношению к прогибу силами, а внутренними свойствами выполняющей его толщи.

Судя по сокращению мощностей и выклиниванию слоев на сводах антиклиналей, рост их начался еще в майкопское время, когда вал Шатского был устойчивым поднятием (мощность майкопских отложений на нем ничтожна). Вероятно, растущие антиклинали первоначально были симметричными складками, подобными тем, которые заполняют Керченско-Таманский прогиб. Но сейчас, как видим, они скошены, юго-западные крылья их круты и разорваны надвигами. На рис. 2, Б отчетливо видно также общее погружение зеркала складчатости поперек прогиба, в сторону вала Шатского. Для кровли среднего миоцена оно составляет суммарно около 1.5 км. Причина этой асимметрии, видимо, в том, что со среднего миоцена вал Шатского начал постепенно втягиваться в общее опускание Черноморской впадины. Это видно по значительной мощности послемайкопских отложений над сводом вала, достигающей 3 км в северо-западной его части и плавно уменьшающейся вдоль его оси к юго-вос-

току до 1.5 км (из чего можно заключить, что погружался вал постепенно, с запада на восток). А с другой стороны, Западный Кавказ в это время неуклонно поднимался. Эти разнонаправленные движения бортов Туапсинского прогиба и вызвали его поперечный перекося и асимметрию длительно растущих складок. Сходные процессы происходили и в прогибе Сорокина.

Но не следует заключать, что складчатость обусловлена оползанием глинистых толщ в результате этого поперечного перекося обоих прогибов. Во всем подобный им Керченско-Таманский прогиб отличается лишь одной особенностью – в нем нет поперечного перекося. И поэтому складки его, практически столь же интенсивные и длительно растущие, лишены асимметрии и односторонне направленных надвигов. К тому же область Туапсинского прогиба в целом продолжала опускаться, и его значительно более глубокое погружение относительно вала Шатского оставалось и остается неизменным. Следовательно, гравитационное оползание хотя и сказывается заметно на характере складчатости Туапсинского прогиба, но не может быть ее первопричиной.

Таким образом, весь комплекс структурных особенностей Туапсинского прогиба приводит к выводу, что складчатые деформации в нем вызваны автономным перемещением глинистых масс внутри прогиба. Наиболее вероятная их причина – упомянутые во введении катагенетические изменения глин на больших глубинах, увеличение их объемов.

Почему проявляются эти деформации с разной степенью интенсивности в разных впадинах? По-видимому, многое зависит от глубины прогибания, а также от соотношения глубины с площадью впадины (иными словами, от градиента прогибания). Наиболее резко выражены они в Туапсинском прогибе, в прогибах Сорокина и Керченско-Таманском. Заметно слабее развиты складки в Западно-Кубанском прогибе, менее глубоко и более широко. В Западно-Черноморской впадине мощность майкопских отложений такая же, как в Туапсинском прогибе, но площадь впадины значительно больше. Соответственно, деформации осадочной толщи в ней несравненно менее интенсивны. Это бескорневые пологие куполовидные поднятия, скопление которых приурочено к наиболее глубокой ее части. С ними связаны явные признаки восходящих потоков флюидов и грязевые вулканы [1, 10, 14]. И лишь единичные куполовидные структуры с флюидопроявлениями зафиксированы в Восточно-Черноморской впадине, почти столь же обширной, но существенно менее прогнутой, чем Западно-Черноморская.

На характере деформаций могут сказаться и другие факторы: различия литологического состава, разные концентрации рассеянного органического вещества, определяющего генерацию углеводо-

родных флюидов, и т.д. Но при всем этом катагенетические изменения объема глинистых толщ остаются, видимо, основной причиной возникновения складчатости в олигоцен-неогеновых прогибах.

Значительно труднее выделить отдельные прогибы в более древних толщах, слагающих Западный Кавказ. Чем древнее осадочные комплексы, тем сложнее обнаружить первоначальную структуру прогибов, вмещавших эти комплексы. Формы их сильно размыты и деформированы при последующем поднятии горной страны. Несмотря на значительный подъем, днища древних прогибов, как правило, эрозией не вскрыты и непосредственно не наблюдаются. С большей или меньшей степенью приближения можно определить лишь положение бортов прогибов, да и то не всегда, зачастую только одного из них. Поэтому существенно труднее выявить соотношения между складчатостью и более крупными структурами.

Наиболее отчетливо на Западном Кавказе выделяется Новороссийский прогиб (синклинорий). В раннем мелу от него севернее ответвлялся столь же глубокий Гунайский прогиб. Оба прогиба, разделенные Гойхтским антиклинорием, смыкались к западу от меридиана Краснодара. В позднем мелу Гунайский прогиб практически прекратил опускание, а Новороссийский продолжал интенсивно погружаться. Хотя и в замедленном темпе, погружение его длилось и в палеоцене–эоцене. Границы прогиба оставались в это время почти стабильными. Северо-восточный борт его на западе четко фиксирован быстрым сокращением мощности верхнемеловых отложений, а на востоке – крутым крылом Гойхтского антиклинория, сложенного юрскими породами (см. рис. 1). Юго-западный борт скрыт в акватории, но пределы его возможных отклонений очень невелики. По увеличению мощности палеоцена–эоцена он намечается в сейсмозаписи профилей МОГТ, пересекающих Туапсинский прогиб (см. рис. 3). Приблизительное положение этой границы показано на рис. 1. Зоны резкого изменения мощности меловых пород располагаются, очевидно, несколько севернее. Южнее, на крыле и своде вала Шатского, мощности мела незначительны, а в пределах суши уже вблизи берега максимальны. Таким образом, Новороссийский прогиб все это время погружался унаследованно. Нижняя часть его осадочного выполнения образована нижнемеловой 4–5-километровой глинистой толщей, верхняя часть – примерно такой же мощности карбонатным флишем верхнего мела–палеоцена. Вся эта толща смята в крупные крутые линейные складки, сильно деформированные разрывными нарушениями разных типов.

Гунайский прогиб выполнен лишь нижнемеловой глинистой толщей, достигающей также 4–5 км мощности. Верхнемеловые–палеоценовые отложения в нем отсутствуют, и если даже были, то очень незначительной мощности. Складки его ни-

жнемелового выполнения гораздо более спокойные, чем в Новороссийском прогибе, сравнительно мало нарушенные разрывами. Такое различие в интенсивности деформаций станет вполне понятным, если предположить, что в обоих прогибах складчатость вызвана явлениями катагенеза глин. В Новороссийском прогибе нижнемеловая глинистая толща была погружена глубже, оказалась под большим давлением мощной вышележащей карбонатно-флишевой толщи и процессы адвекции могли развиваться в ней гораздо сильнее, чем во вдвое менее глубоком Гунайском прогибе.

Кроме того, есть признаки независимости складчатых деформаций меловых толщ Новороссийского прогиба от структуры подстилающих его юрских отложений. Это своеобразные соотношения этих складок с уступом сложного юрскими породами северо-восточного борта прогиба в районе Туапсе: антиклинали, приближаясь к долготному изгибу этого уступа, погружаются в его сторону и замыкаются, не достигая его (см. рис. 1). К тому же складки среднеюрской толщи, слагающей Гойхтский антиклинорий, широкие и простые, чем также заметно отличаются от складок Новороссийского мелового прогиба.

О прогибах юрского периода, толщи выполнения которых слагают современный Гойхтский антиклинорий, говорить затруднительно. Форма их сильно замаскирована как более поздними прогибами, так и последовавшим поднятием Большого Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Причины и процессы возникновения складчатости легче всего выяснять, исследуя наиболее молодые структуры, не затронутые последующими преобразованиями.

Изучение структуры Туапсинского прогиба показало, что складки в нем формировались независимо от внешних напряжений, росли длительно, синхронно с прогибанием и осадконакоплением, в своем росте не обгоняли прогибания, не имели корней в днище прогиба. Распределение и интенсивность складок внутри прогиба определились его формой. Таким образом, структурно доказана автономность складчатости в Туапсинском прогибе, функциональная зависимость ее от прогибания. Наиболее вероятной, пока единственно изученной причиной возникновения складок в глинистой толще, заполняющей прогиб, являются процессы катагенеза глин, на значительных глубинах приводящие к их разуплотнению и увеличению объема.

Образование автономной складчатости, разумеется, не единственная причина возникновения складчатых деформаций, но, вероятно, значительно более распространенная, чем до сих пор считалось. Пересмотр с этой точки зрения структуры сложноскладчатых горных сооружений

может привести к уточнению истории их формирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1 : 1 500 000 / Под ред. Д.А. Туголесова. Составители А.С. Горшков, Л.Б. Мейснер, В.В. Соловьев, Д.А. Туголесов, Е.М. Хахалев. М.: ГУГК, 1989.
2. Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Вып. 4. С. 5–23.
3. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. С. 759.
4. Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 655.
5. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. С. 264.
6. Григорьянц Б.В. Роль глинистых толщ в тектогенезе // Геотектоника. 1992. № 6. С. 99–110.
7. Крипиневиц В.Л., Михайленко Р.С., Корнеев В.И., Кондратьев И.А. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Предкавказья // Геология нефти и газа. 1989. № 8. С. 2–8.
8. Ляхович П.К. Уплотняющее давление в системе “глина–флюид–коллектор” как энергетический фактор дислокации пород и образования складок // Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. С. 197–202.
9. Маслов К.С. Нижнемайкопские (верхнехадумские) дельты – авандельты палео-Пшехи и палео-Пишица // Сов. геология. 1963. № 11. С. 121–125.
10. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А., Хахалев Е.М. Западно-Черноморская грязевулканическая провинция // Океанология. 1996. № 1. С. 119–127.
11. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. С. 357.
12. Новосилецкий Р.М. АВПД – основной фактор формирования складчатости и залежей углеводородов // Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. С. 159–166.
13. Пекло В.П., Коротков Б.С. О происхождении и распространении майкопских песков Западно-Кубанского прогиба и перспективах их нефтегазоносности. Л.: Недра, 1964. С. 71–89. (Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефть; Вып. 13).
14. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1 : 1 500 000 / Под ред. Д.А. Туголесова. Составители А.С. Горшков, Л.Б. Мейснер, В.В. Соловьев, Д.А. Туголесов, Е.М. Хахалев, Геленджик: ГП НИПИОкеангеофизика, 1993. С. 71.
15. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. С. 215.
16. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника Черноморской впадины // Геотектоника. 1985. № 6. С. 3–20.
17. Туголесов Д.А., Соловьев В.В. Тектоника и сейсмичность прикавказской части Черного моря // Отечественная геология. 1995. № 8. С. 37–46.
18. Шолло В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. С. 176.
19. Щербаков В.В. Палеотектонические условия формирования зоны выклинивания нижнемайкопских отложений в Азово-Кубанской нефтегазоносной области // Геология нефти и газа. 1986. № 10. С. 54–60.
20. Яковлев Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31–48.

Рецензенты: Н.В. Короновский, В.Н. Шолло

Tuapse Trough: A Basin with Autonomous Folding

L. B. Meisner and D. A. Tugolesov

Scientific and Design Institute for Geophysical Methods of Ocean Exploration, Gelendzhik, Russia

Among the Oligocene–Neogene depressions that rim the Western Caucasus, the Tuapse trough is the deepest and features the strongest folding. Its architecture has been studied using CDP profiling much more thoroughly than the other depressions. Its floor, formed by gently dipping terminal Eocene deposits, has been mapped throughout. The trough sagged rapidly starting from the earliest Oligocene while it was filled by a thick sedimentary sequence. The general outline of the trough and its relationships with adjacent structures remained unchanged throughout the time of its formation. Injection anticlines that grew as sedimentation proceeded must have originated in the sediment fill of the trough as early as the second part of Oligocene. No respective folds are found in the top of Oligocene strata. The distribution of folds over the area and their intensity depend demonstrably on the trough’s shape. Within the most sagged, central, part of the trough, folds are more numerous, and their height is greater. Toward the trough’s closures, the anticlines decrease in height and number to eventually disappear. Hence, folding is here a function of sagging and of the thickness of sediment fill. The Tuapse trough is the first basin where a gently sloping floor has reliably been established under a strongly deformed sediment fill. The independence of this folding has thus been proven using structural evidence. This lends further support to the inference about independent folding within the more ancient depressions of the Western Caucasus as well. It has been impossible so far to establish and map the floor of any of them, but the character of folds does not contradict this conclusion.

УДК 551.242.5(262.54)

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА АКВАТОРИИ АЗОВСКОГО МОРЯ

© 1998 г. С. В. Попович

Геолого-геофизический трест “Южморнефтегеофизика”, г. Геленджик

Поступила в редакцию 11.03.96 г.

Анализ современных геолого-геофизических данных (сейсморазведка ОГТ, гравиразведка, электроразведка, глубокое бурение) по акватории Азовского моря позволил расчленить на ряд формационных комплексов ранее рассматриваемый как единый киммерийский комплекс. Установлено, что его верхнюю часть образуют аллохтонные пластины, составляющие в совокупности крупную аллохтонную структуру – Азовский вал. Тектоника региона во многом определяется развитием систем сопряженных разрывных дислокаций – надвигов и сдвигов. По ним пластины Азовского вала надвинуты на альпийские осадочные формации, слабо метаморфизованные киммерийские образования и палеозойские отложения. Горизонтальные перемещения киммерийских пластин обусловили формирование надвиговых и сдвиговых дислокаций в меловом комплексе Северо-Азовского прогиба.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый регион расположен в северной и центральной частях Азовского моря. В тектоническом плане он находится в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты и включает Северо-Азовский прогиб и Азовский вал (рис. 1, 2). Представления о тектонике региона сложились в 60-х годах [1, 10–12, 21, 22], на основе первых морских геофизических работ, небольшого объема глубокого бурения и геолого-геофизической информации по территории сопредельной суши. С тех пор они неоднократно пополнялись, но не претерпели существенных изменений.

По этим представлениям Северо-Азовский прогиб является сравнительно неглубокой и узкой резко асимметричной депрессией. На западе, в пределах Крымского полуострова, он через Геническую депрессию сочленяется с Каркинитско-Северо-Крымским прогибом, а на востоке через Копанское и Ирклиевское погружения соединяется с глубоким Восточно-Кубанским прогибом. Его южным ограничением является Главный Азовский разлом с максимальными амплитудами смещения до 800–1000 м, по которому большинство исследователей проводит границу между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой.

Северо-Азовский прогиб выполнен породами мелового и палеогенового возраста. Осадочная толща осложнена разрывными нарушениями с амплитудами до нескольких сотен метров, которые в майкопские и более молодые отложения не прослеживаются. Считается, что породы мелового комплекса на большей части прогиба залегают непосредственно на докембрийском кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы, и только в осевой части по данным сейс-

моразведки предполагаются маломощные триасово-юрские отложения. Максимальные глубины до фундамента (2600 м) отмечены в осевой зоне Северо-Азовского прогиба, которая прижата к его южному борту. В северном направлении мощность осадочного чехла резко сокращается.

Южнее прогиба расположен Азовский вал. На западе он отделен Нижнегорской седловиной от Центрально-Крымского мегаподнятия и занимает всю центральную часть Азовского моря от меридиана г. Геническа на западе до Ясенского залива на востоке, где поперечным понижением отделяется от находящегося в этой же тектонической зоне Каневско-Березанского вала. Меловые и палеоген-неогеновые отложения отсутствуют на большей части вала, и на гетерогенной поверхности фундамента субгоризонтально залегает майкопский комплекс. Классическое представление о строении вала следующее: вал представляет собой вздернутый блок земной коры, в основании которого залегают дислоцированные и метаморфизованные разновозрастные отложения, слагающие фундамент Скифской плиты. К югу Азовский вал сменяется наклонной моноклиной – Тимашевской ступенью, которая с интенсивным погружением всех границ осадочного чехла и поверхности гетерогенного фундамента переходит в Индоло-Кубанский прогиб.

Данное представление о тектонике региона получено с позиции признания преимущественно вертикальных движений блоков земной коры. Огромное влияние на формирование представления о влиянии горизонтальных движений на тектонику горных сооружений Кавказа и краевых прогибов оказали работы Е.Е. Милановского, Н.В. Короневского и других исследователей [8–10, 18, 21]. В 80-х годах предпринимались попытки дать

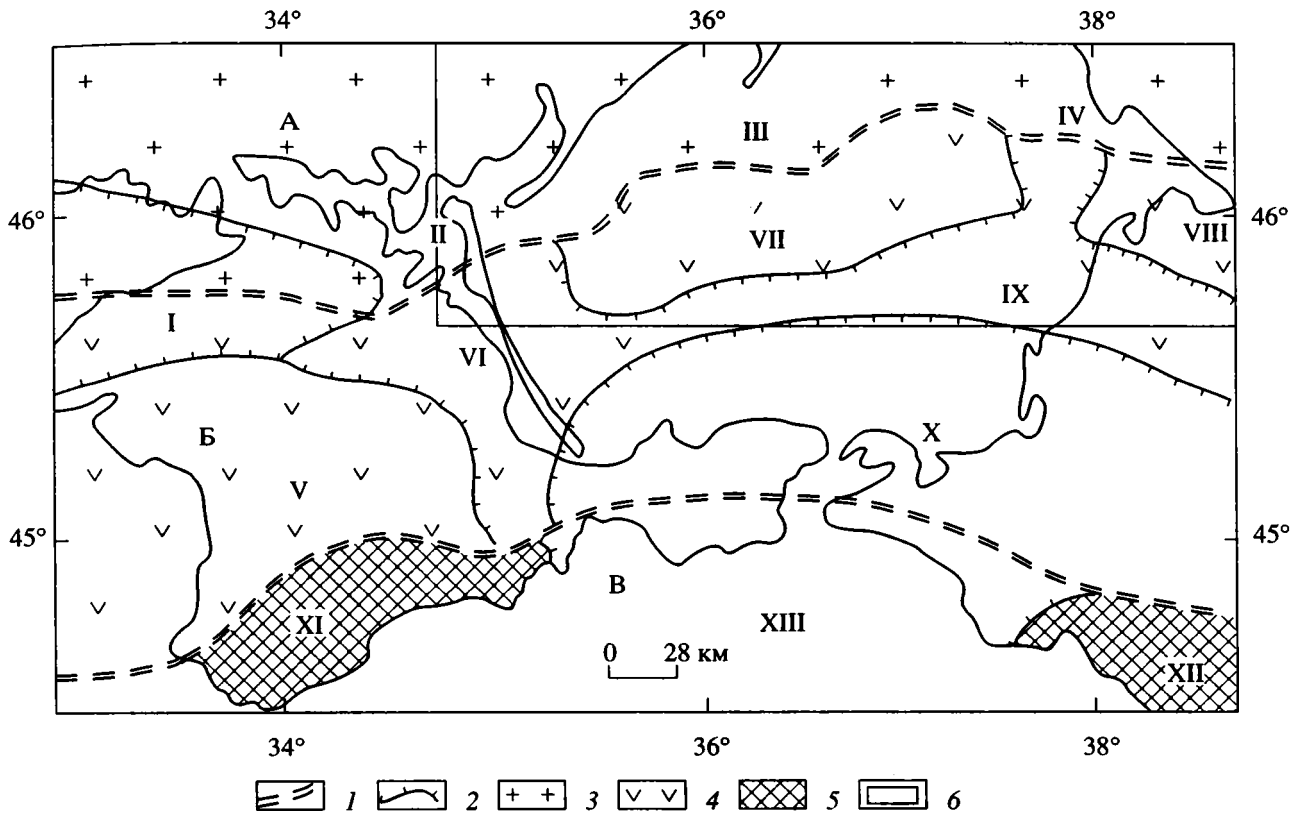


Рис. 1. Главные тектонические элементы региона

1 – шовные зоны; 2 – границы структурно-тектонических элементов; 3 – Восточно-Европейская платформа; 4 – Скифская плита; 5 – мегантиклинории Горного Крыма и Большого кавказа; 6 – местоположение рис. 2. Буквы и цифры на рис.: А – Восточно-Европейская докембрийская платформа; I – Каркинитско-Северо-Крымский прогиб, II – Геничская депрессия, III – Северо-Азовский прогиб, IV – Копанская впадина; Б – Скифская эпигерцинская плита; V – Центрально-Крымское мегаподняtie, VI – Нижнегорская седловина, VII – Азовский и VIII – Каневско-Березанский валы; IX – Тимашевская ступень; Б – Крымско-Кавказская складчатая система; X – Индоло-Кубанский прогиб; складчатые сооружения: XI – Горного Крыма, XII – северо-западного Кавказа, XIII – Керченско-Таманский прогиб.

трактовку тектоники региона с позиции неомобилистических концепций. Наиболее крупная работа в этом направлении проведена Ю.В. Казанцевым [6]. Он выделил в пределах западной части Азовского моря, Крымского полуострова и восточной части северо-западного шельфа Черного моря протяженные надвиговые дислокации, по которым происходило смещение с юга на север тектонических пластин. Впоследствии эти работы получили подтверждение на геолого-геофизических материалах Керченского полуострова [7].

Выполненные в конце 80-х годов геофизические исследования: сейсморазведка и электроразведка, а также обобщение материалов гравиметрических съемок предоставили дополнительные данные о структуре региона. Применение структурно-формационного подхода к комплексной интерпретации материалов этих геофизических методов позволило с принципиально новых позиций представить тектоническое строение региона.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ И СТРУКТУРЕ КИММЕРИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ

Молодой фундамент Скифской плиты представлен отложениями палеозойского и триасово-юрского комплексов. На больших глубинах предполагается существование еще одного яруса фундамента – докембрийского [1]. На сопредельной суше и единичными скважинами на акватории вскрыты в основном отложения киммерийского (средний триас – средняя юра) структурно-формационного комплекса. Комплекс представлен практически метаморфизованными образованиями [3, 20]. В основном это сероцветные терригенные отложения, среди которых глины, песчаники, алевролиты и аргиллиты находятся в различных количественных соотношениях. Так, в пределах Ясенского залива и на сопредельной суше вскрыта преимущественно глинисто-аргиллитовая толща с отдельными пачками алевролитов, песчаников,

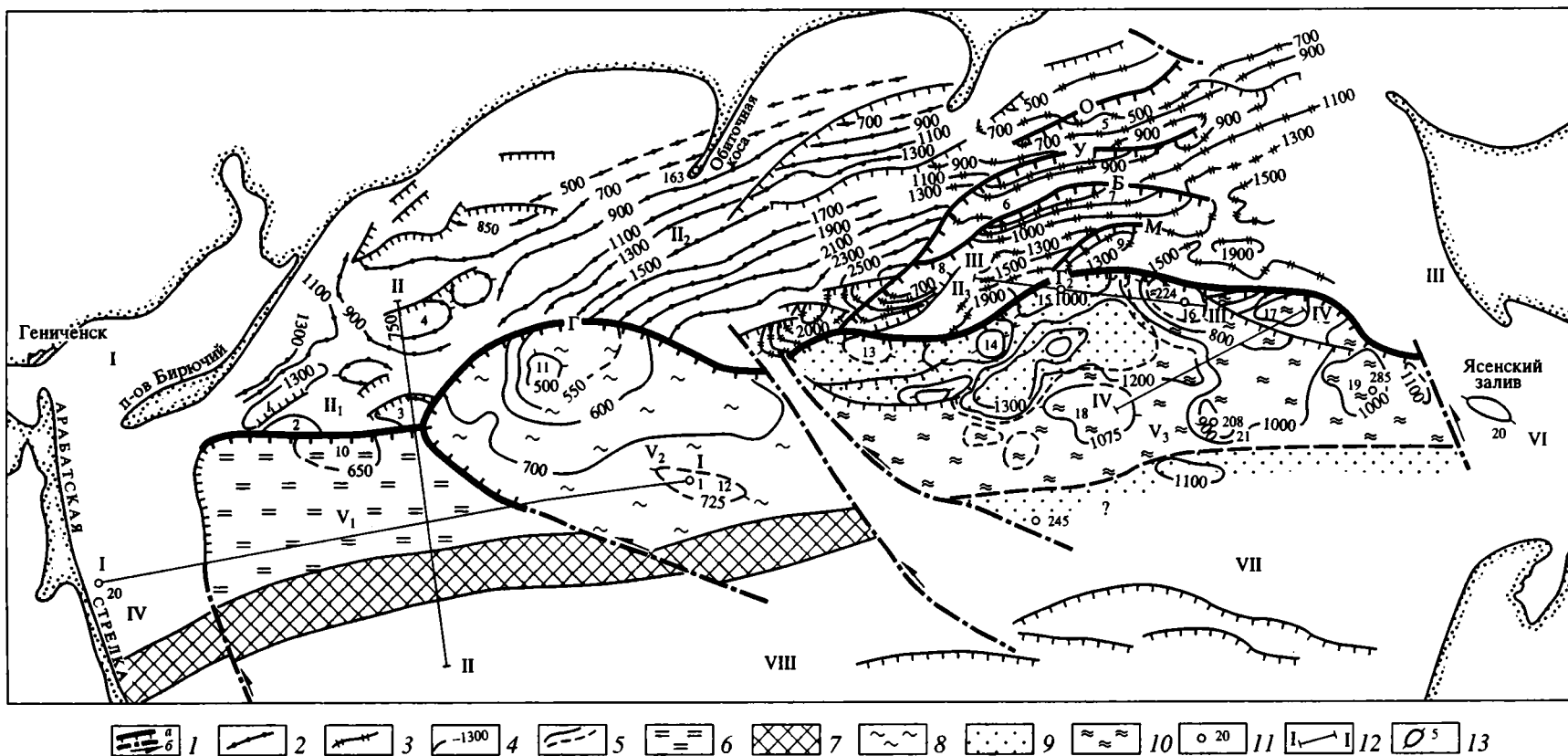


Рис.2. Схема геологического строения аллохтонных структур Азовского моря.

Тектонические элементы: I – Геничская депрессия; Северо-Азовский прогиб: II₁ – западная, II₂ – центральная и II₃ – восточная части; III – Копанская впадина; IV – Нижнегорская седловина; Азовский вал: V₁ – западный, V₂ – центральный, V₃ – восточный элементы; VI – Каневско-Березанский вал; VII – Тимашевская ступень; VIII – Индоло-Кубанский прогиб. Надвиги: Г – Главный Азовский, О – Олимпийский, У – Ударный, Б – Белосарайский, М – Матросский.

I – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги; 2–4 – изогипсы отражающих горизонтов, м: 2 – по кровле верхнего мела, 3 – в верхнем мелу, 4 – по кровле отложений киммерийского комплекса; 5 – границы киммерийских тектонических пластин; 6–8 – киммерийские пластины: 6 – северная, представленная слабо метаморфизованными породами, 7 – фронтальная часть южной метаморфизованной, 8 – центральная метаморфизованная, представленная темно-серыми сланцами; 9 – преимущественно терригенно-глинистый киммерийский структурно-формационный комплекс; 10 – перекрывающая его аллохтонная метаморфизованная пластина; 11 – скважины; 12 – линии геолого-геофизических разрезов на рис. 3, 4; 13 – основные антиклинальные складки: 1 – Западно-Бирючья, 2 – Южно-Бирючья, 3 – Восточно-Бирючья, 4 – Обиточная-1, 5 – Олимпийская, 6 – Ударная, 7 – Белосарайская, 8 – Нижнебердянская, 9 – Матросская, 10 – Южно-Бирючья, 11 – Обручева, 12 – Электроразведочная, 13 – Геофизическая, 14 – Морская, 15 – Морская-1, 16 – Небольшая, 17 – Приразломная, 18 – Безымянная, 19 – Неизвестная, 20 – Западно-Бейсугская, 21 – Сигнальная.

известняков. Ее пластовые скорости 4500 м/с (скв. Западно-Бейсугская-1). На Азовском валу киммерийский комплекс (площадь Морская-1) представлен аргиллитами, глинами, алевролитами и песчаниками с пластовыми скоростями 4250 м/с. Темные аргиллиты и трещинные песчаники с пластовыми скоростями 4260 м/с вскрыты на Октябрьской площади (скв. 245).

Отдельные скважины вскрывают юрско-триасовые породы, более метаморфизованные, чем осадочные, но менее метаморфизованные, чем относимые к палеозою. Возможно, это послужило основанием считать, что киммерийский комплекс занимает промежуточное положение между палеозойским фундаментом и осадочным чехлом [4]. Такие метаморфизованные темно-серые сланцы вскрыты на площадях Электроразведочная (скв. 1) и Небольшая (скв. 224). В районе г. Геническа в разрезе киммерийского комплекса выделяются две толщи с высокими пластовыми скоростями (5500 м/с): нижняя (2910–3223 м), представленная серо-зелеными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, триасово-раннеюрского возраста. Верхняя толща (2694–2910 м) – черные аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников.

С заключительным этапом развития киммерийского комплекса связаны магматические породы, вскрытые скважинами Стрелковая-6, Сигнальная-208 и др. К ним относятся дацит-андезитовые порфириды, диабазы и габбро-диабазы.

В структурном отношении киммерийский комплекс изучен слабо, но тем не менее считается, что он выполняет сравнительно узкие (первые десятки километров) и протяженные прогибы преимущественно субширотного простирания [4, 20]. В пределах региона отражения от образований киммерийской формационной системы выделяются фрагментарно на отдельных площадях. На участках их прослеживания картируются асимметричные складки с крутыми северными и пологими южными крыльями. Такие складки известны на Каневско-Березанском валу, где в складчатости участвует меловой и юрский комплексы. В Ясенком заливе асимметричные юрско-триасовые складки перекрыты субмоноклинально залегающими меловыми отложениями.

В пределах Азовского вала по кровле отложенный киммерийского комплекса выделена система крупных линейно вытянутых антиклиналей, приуроченная к фронтальной части Главного Азовского надвига. К ним относятся поднятия Геофизическое, Морское-1, Небольшое, Приразломное и др. Антиклинали имеют отчетливо выраженное асимметричное строение с крутыми северными крыльями, ограниченными надвигами, и пологие южные крылья. Их амплитуды достигают 100–200 м.

Южнее фронта Главного Азовского надвига кровля отложений киммерийского структурно-

формационного комплекса размыта и ее неровности обусловили формирование на приподнятых участках куполообразных складок (Электроразведочная, Центральная, Безымянная и др.) с амплитудами 50–75 м.

Развитие систем асимметричных антиклиналей свидетельствует об интенсивных тангенциальных напряжениях, направленных с юга на север, которым подвергались отложения киммерийской формационной системы. Эти тангенциальные напряжения затронули и меловой комплекс, обусловив формирование асимметричных антиклинальных зон в Северо-Азовском прогибе.

СКЛАДЧАТОСТЬ В СЕВЕРО-АЗОВСКОМ ПРОГИБЕ

Одним из факторов, подтверждающих интенсивное тангенциальное сжатие в регионе, является складчатость мелового комплекса Северо-Азовского прогиба. Эта складчатость, закартированная сейсморазведкой в 70-х годах, вначале трактовалась как “обратноступенчатая” [10]. Позже ее генезис объяснялся системой крупных взбросов, вызванных тангенциальным сжатием [2]. Однако доказательств взаимосвязи генезиса складчатости со структурой Азовского вала получено не было, хотя гипотетически предполагалось, что тангенциальное напряжение, обусловившие ее формирование, передавалось через пластины Азовского вала [13, 14, 18].

По характеру складчатости Северо-Азовский прогиб разделяется на три участка: западный, центральный и восточный. В западной части прогиба сейсморазведка закартировала симметричные куполообразные антиклинали, а также небольшие асимметричные складки (Обиточная-1, Северо-Бирючья и др.), фронтальные части которых ограничены разрывами. Ранее нами предполагался надвиговой характер этих нарушений [13]. Отдельные геоэлектрические профили, отработанные по технологии [15, 17], позволяющей получать временные геоэлектрические разрезы, значительно уточнили представления о характере этих нарушений и генезисе складчатости.

На рис. 3 и 4 приведены комплексные глубинные разрезы через Северо-Азовский прогиб и Азовский вал, построенные по данным сейсморазведки и электроразведки. В пределах Азовского вала сейсморазведка картирует кровлю гетерогенного складчатого основания (горизонт F), а в Северо-Азовском прогибе – отражения от мелового комплекса. От более глубоко залегающих горизонтов отражения не прослеживаются.

Данные электроразведки позволили существенно дополнить сейсморазведку и изучить геологическое строение верхней части разреза отложений киммерийской формационной системы.

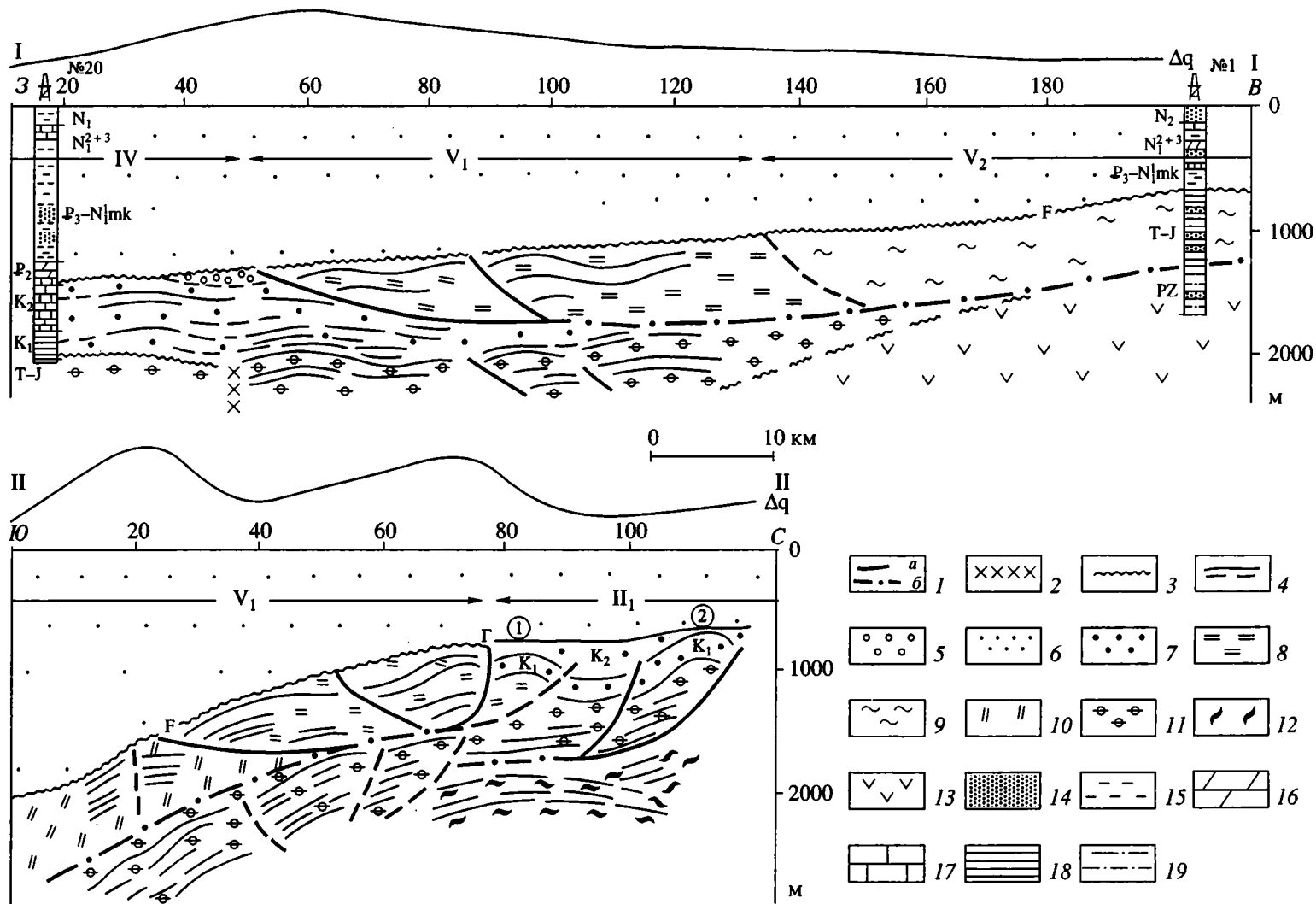


Рис. 3. Комплексные геолого-геофизические разрезы по линиям I-I и II-II (положение разрезов см. на рис. 2)

1 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – плоскости скольжения; 2 – глубокий разлом (Мелитопольско-Новоцарицынский); 3 – эрозионные поверхности; 4 – отражающие горизонты (сейсмические и геоэлектрические); 5 – зона разрушения фронтальной части северной киммерийской аллохтонной пластины; 6–10 структурно-формационные комплексы: 6, 7 – альпийские: 6 – палеоцен-плиоценовый, 7 – меловой; 8–10 – киммерийские, слагающие аллохтонные пластины: 8 – слабо метаморфизованную северную, 9 – центральную метаморфизованную, 10 – сильно метаморфизованную южную; 11 – киммерийская тектоническая пластина; 12 – предположительно отложения киммерийского комплекса; 13 – палеозойский (?) комплекс; 14 – пески; 15 – глины; 16 – мергели; 17 – известняки; 18 – аргиллиты; 19 – алевролиты. Римские цифры (II₁–V₁) – границы тектонических элементов (их условные обозначения см. на рис. 2).

Название антиклиналей (цифры в кружках): 1 – Восточно-Бирючья, 2 – Обточная-1. Надвиги: Г – Главный Азовский. F – кровля гетерогенного складчатого остова.

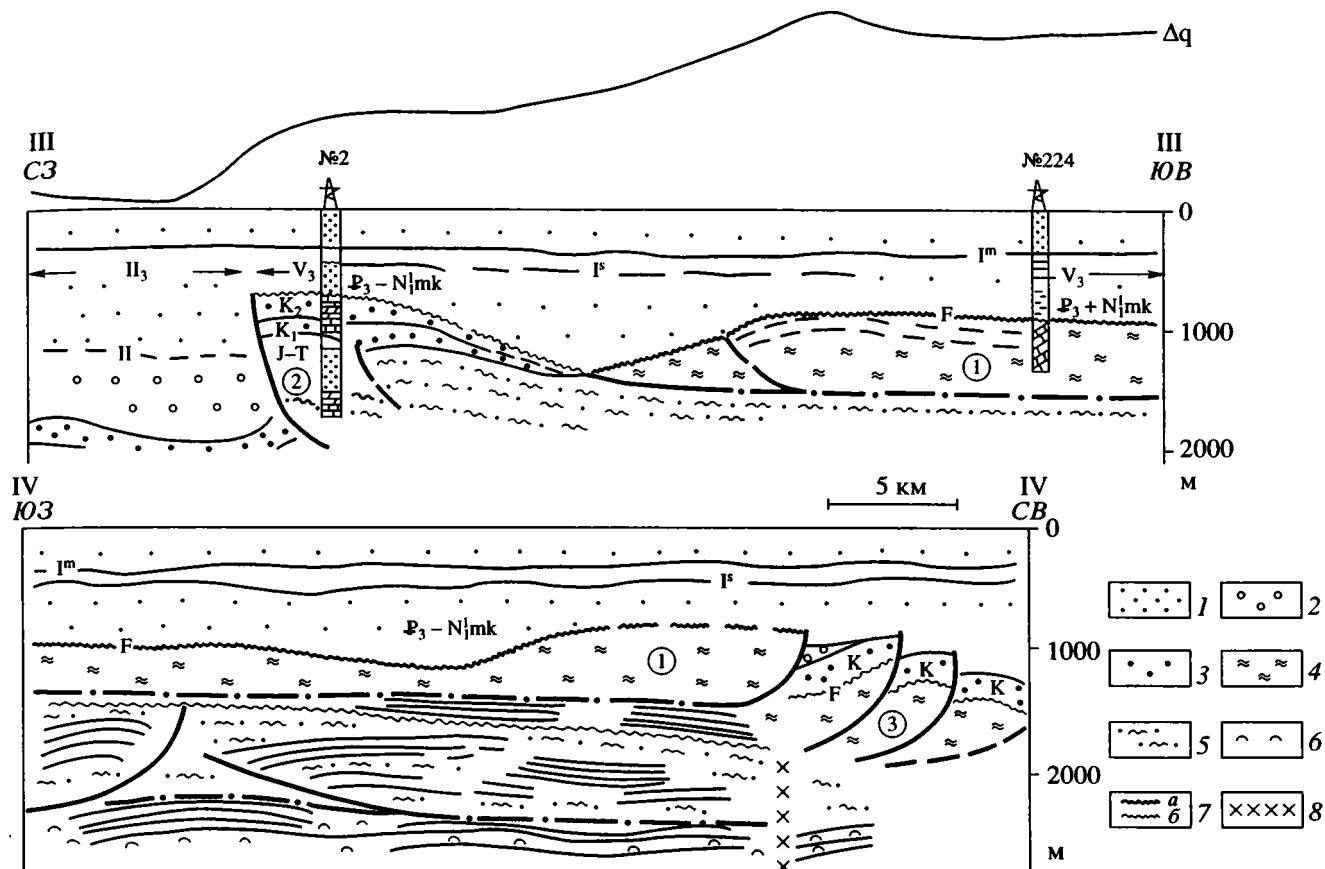


Рис. 4. Комплексные геолого-геофизические разрезы по линиям III-III и IV-IV (положение профилей см. на рис. 2). 1-5 – структурно-формационные комплексы: 1-3 – альпийские; 1 – неогеновый, 2 – палеогеновый, 3 – меловой; 4, 5 – киммерийские: 4 – аллохтонной метаморфизованной пластины, 5 – терригенно-глинистый; 6 – нижний структурный этаж (киммерийский?); 7 – эрозионная поверхность кровли киммерийского комплекса с динамически интенсивным характером отражений (а) и со слабо выраженной сейсмической записью (б); 8 – тектоническое нарушение. Отражающие горизонты в: I^m – мзотисе, I^s – сармате, II – палеогене, F – кровле киммерийского комплекса. Название антиклиналей (цифры в кружках): 1 – Небольшая, 2 – Морская-1, 3 – Приразломная. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, 3.

На комплексном разрезе видно, что в пределах Азовского вала киммерийская формационная система разделяется на два структурных этажа – верхний, связанный с аллохтонной пластиной, и несогласно с ним залегающий нижний структурный этаж, вероятно, представленный также отложениями киммерийского комплекса. При этом Главный Азовский разлом представляет собой надвиг, который с глубиной выполаживается до субгоризонтального положения и разделяет эти структурные этажи. Очевидно, что Главный Азовский надвиг не контролирует распространение отложений киммерийского комплекса. Они протягиваются далее на север в пределы Северо-Азовского прогиба. Фронтальные части киммерийских пластин формируют в прогибе линейно-вытянутые асимметричные складки, как, например, Обиточная-1.

Под киммерийской пластиной в пределах Северо-Азовского прогиба в диапазоне глубин 1.5–

2.5 км зарегистрирован еще один структурный комплекс (см. рис. 3, профиль II-II). По скоростям распространения электромагнитных волн его нельзя отнести к сильно метаморфизованным породам палеозойского фундамента, так как они сопоставимы со скоростями вышележащих отложений киммерийского комплекса. Гипотетически можно предположить, что это фрагмент центриклинали асимметричного резко выполаживающегося к северу юрско-триасового прогиба, который формировался на краю Восточно-Европейской платформы и впоследствии был перекрыт аллохтонными пластинами. Вероятно, ограничение глубины регистрации геоэлектрических профилей не позволило закартировать в пределах Азовского вала этот структурный этаж.

В центральной части Северо-Азовского прогиба сейсморазведка установила моноклиналиное залегание меловых отложений, осложненное малоамплитудными нарушениями. Антиклинальных

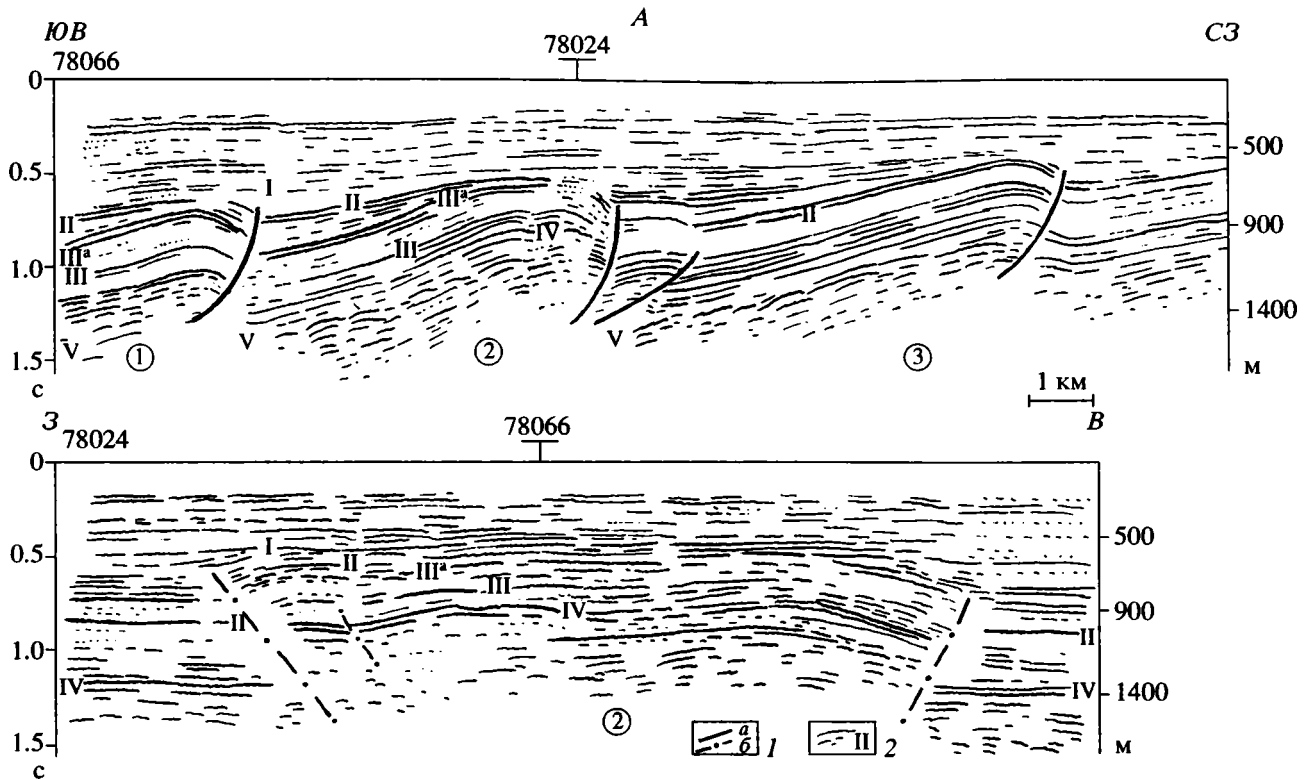


Рис. 5. Временные разрезы ОГТ через Северо-Азовский прогиб по профилям 78066 (А) и 78024 (Б).

1 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги; 2 – отражающие горизонты: I – отложения майкопа, II – палеогена, III^а – кровле верхнего мела; III – меловых отложениях; IV – кровле нижнего мела; V – киммерийском комплексе. Названия антиклиналей (цифры в кружках): 1 – Белосарайская, 2 – Ударная, 3 – Олимпийская.

поднятий здесь не выявлено. Это дает основание предполагать, что меловой комплекс не подвергался воздействию тангенциальных напряжений. Расположенная на Обиточной косе скважина 163 под меловыми отложениями вскрыла породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы.

В восточной части Северо-Азовского прогиба сейсморазведка закартировала системы меловых складок, значительно больших по размерам и амплитудам, чем на западном участке. Для них характерна линейно-вытянутая отчетливая асимметричная форма. Наиболее крупные складки – Олимпийская, Ударная, Белосарайская (рис. 5, А). Они протягиваются на 30–36 км при ширине до 3,5 км, а амплитуды в отложениях нижнего мела изменяются от первых сотен метров до 600 метров. Для складок характерны крутые (порядка 20°) северные крылья, ограниченные разрывами надвигового типа. Вертикальные амплитуды смещения по надвигам достигают 300–400 м. Углы наклона пологих южных крыльев не превышают 6°. Строение складок осложнено разрывами сдвигового характера, ориентированными в плане субперпендикулярно надвигам (см. рис. 5, Б). В разрезе сдвиги представлены субвертикальными разло-

мами, которые со смещением в плане разделяют своды антиклиналей. Наиболее четко сдвиговые дислокации устанавливаются по смещению в плане гравитационных аномалий. Парагенетическое развитие сопряженных разрывных структур – надвигов и сдвигов придает складкам подобие отдельных тектонических чешуй. В северном направлении, по мере уменьшения мощности осадочного чехла, уменьшаются амплитуды и размеры складчатых дислокаций.

Таким образом, установлено, что меловые отложения Северо-Азовского прогиба дислоцированы в системе асимметричных антиклинальных структур и отдельных куполовидных складок. Генезис всех этих складок связан с мощными тангенциальными напряжениями. Очевидно, что формирование меловой складчатости обусловлено горизонтальными перемещениями киммерийских пластин, которые прослеживаются и в пределах западного участка прогиба. Наиболее интенсивные процессы складкообразования в Северо-Азовском прогибе приурочены к лобовым частям надвигаемых пластин Азовского вала и отмечаются на западной и восточной площадях.

В связи с вышеизложенным Главное Азовское нарушение нельзя отождествлять с глубинным

разломом и шовной зоной, отделяющей Восточно-Европейскую платформу от Скифской плиты. Зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, вероятно, имеет сложное надвиговое строение, а Главное Азовское нарушение является одним из ее элементов – надвигом, выполаживающимся с глубиной до субгоризонтального положения и разделяющим тектонические пластины верхнего структурного этажа и нижележащих толщ. Его довольно сложная конфигурация в плане объясняется участием в строении верхнего структурного этажа Азовского вала нескольких аллохтонных пластин.

СТРУКТУРА КИММЕРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА АЗОВСКОГО ВАЛА

По характеру гравитационного поля, морфологии в плане фронтальных частей аллохтонных пластин, фрагментарным данным сейсморазведки, электроразведки и глубокого бурения Азовский вал можно разделить на три крупных элемента: западный, центральный и восточный (см. рис. 2). Они отличаются один от другого генезисом, составом слагающих их структурно-формационных киммерийских комплексов, а также историей геологического развития. Все эти тектонические элементы с севера ограничивает Главный Азовский надвиг, а на юге они резко погружаются и перекрыты мощной толщей мезозойских отложений Индоло-Кубанского прогиба. В разрезе тектонические элементы имеют сложное строение, в котором на данном этапе исследований выделяется два-три структурных этажа, но фактически их может быть значительно больше.

Западный тектонический элемент Азовского вала. Верхний структурный этаж западного тектонического элемента состоит из двух аллохтонных пластин: северной и южной. Северная пластина сложена самостоятельным структурно-формационным комплексом с низкими скоростями электромагнитных волн (1000–1200 м/с) и пониженным уровнем гравитационного поля (см. рис. 3, II–II), что позволяет предположить незначительную степень метаморфизма отложений. Положение ее западной границы до настоящего времени не было определено. Сейсморазведка в Нижнегорской седловине и в центральной части Азовского вала фиксирует один опорный отражающий горизонт, погружающийся с востока, с центральной части Азовского вала, на запад, в Нижнегорскую седловину. При этом расположенные в Нижнегорской седловине Стрелковые скважины отождествляют эту сейсмическую границу (горизонт *F*, см. рис. 3, I–I) с отложениями палеогена, а скважина Электроразведочная идентифицирует ее с кровлей киммерийского комплекса. Это объясняется совпадением скоростей отраженных волн, в результате которого на разрезах ОГТ две различные геологические границы коррелируются как один сейсмический горизонт.

Дополнительная информация, полученная на геоэлектрических разрезах, позволила решить эту проблему. На комплексном разрезе субширотного простирания (см. рис. 3, I–I) отчетливо картируется надвиг (пк 50), отделяющий палеогеновые отложения Нижнегорской седловины от киммерийского комплекса северной пластины Азовского вала. Восточнее (пк 90) прослеживается еще одна надвиговая дислокация, разделяющая северную пластину на две части. С надвиговыми дислокациями связано формирование асимметричных складок, верхняя часть которых полностью срезана процессами эрозии. Надвиги выполаживаются с глубиной до субгоризонтальной плоскости, по которой киммерийские пластины граничат с расположенным ниже структурным этажом.

Южная пластина, вероятно, сложена сильно метаморфизованным киммерийским структурно-формационным комплексом. Она характеризуется высокими скоростями распространения электромагнитных волн (2400–2800 м/с) и представлена более плотными, чем северная, породами. Над пластиной фиксируется интенсивная аномалия гравитационного поля (см. рис. 3, II–II). По характеру структуры гравитационного поля фронтальная часть пластины четко вытягивается в субширотном направлении от Арабатской Стрелки до меридиана косы Обиточная. В пределах Азовского моря она разделена двумя тектоническими нарушениями явно сдвигового характера на три части (см. рис. 2).

Северная и южная аллохтонные пластины надвинуты на гетерогенное основание, представленное осадочными и метаморфизованными комплексами. Западная часть этих пластин до уровня пк 110 профиля по линии I–I (см. рис. 3) перекрывает толщу явно осадочных отложений, на что указывают ее низкие удельные электрические сопротивления (3.5 Ом м). На основании корреляции этой осадочной толщи со скв. Стрелковая-20 (глубины 1250–1980 м) можно предположить, что она представлена отложениями верхнего и нижнего мела. В районе пк 110 отложения мелового комплекса выклиниваются и аллохтонные пластины верхнего структурного этажа перекрывают киммерийский структурно-формационный комплекс, который распространяется в северном направлении и охватывает западную часть Северо-Азовского прогиба. Возможно, этот комплекс вскрыт Стрелковыми скважинами на глубинах 1900 м и более. Однако уверенность в его корреляции невысока, так как структура комплекса осложнена крупными разрывами.

Таким образом, структура западного тектонического элемента Азовского вала представляется в следующем виде. Его верхняя часть сложена двумя аллохтонными пластинами – северной и южной, отличающимися одна от другой степенью метаморфизма. Под их западными частями установлена выклинивающаяся в восточном

направлении осадочная толща, вероятно, являющаяся продолжением мелового бассейна Нижнегорской и Стрелковой седловин. Под этой осадочной толщей выделяется киммерийский структурно-формационный комплекс, осложненный серией тектонических нарушений и гипсометрически воздымающийся к востоку. Восточная часть северной и южной аллохтонных пластин надвинута на отложения этого комплекса.

Центральный тектонический элемент Азовского вала. Верхний структурный этаж центрального тектонического элемента Азовского вала отделен от западного и восточного разрывами сдвигового типа. По заданной сдвиговой дислокации он граничит с северной аллохтонной пластиной западного тектонического элемента. Восточный сдвиг является более крупным. Он представляет собой в плане довольно широкую зону и, вероятно, имеет региональный характер. Положение сдвигов установлено на основе анализа морфологии гравитационного поля и его производных. О литологическом составе пород структурного этажа можно судить по данным скважины 1 (Электроразведочная), вскрывшей в интравале глубин 750-1270 м метаморфизованные темно-серые сланцы с пластовыми скоростями 5200 м/с. Возможно, к югу их сменяют более плотные отложения, слагающие южную пластину западного тектонического элемента, которая со смещением по западному сдвигу распространяется в пределы центрального тектонического элемента (см. рис. 2).

Нижний структурный этаж представлен отложениями палеозойского комплекса, вскрытыми скважиной 1 на глубинах 1270-1650 м с пластовыми скоростями 5460 м/с. Можно предположить, что в структурном плане это асимметричный блок палеозойского фундамента с гипсометрически опущенным западным крылом (см. I-I на рис. 3) и приподнятым восточным. За зоной восточного сдвига наличие палеозойских отложений не установлено. Палеозойский фундамент, вероятно, опущен на глубины, превышающие изученный интервал разреза.

Восточный тектонический элемент Азовского вала. Центральную часть восточного тектонического элемента занимает сильно метаморфизованная аллохтонная пластина. Она охватывает площади антиклиналей Небольшая, Приразломная, Безымянная и с запада и востока ограничена тектоническими разрывами. Об ее литологическом составе можно судить по скважине 224 (Небольшая), вскрывшей в основном метаморфизованные сланцы.

Верхняя часть разреза северо-западного и, возможно, южного участков восточного тектонического элемента представлена слабо метаморфизованным киммерийским структурно-формационным комплексом. Северной границей этого комплекса является зона Главного Азовского

надвига, где им сложены антиклинали Морская и Морская-1. Южнее комплекс перекрыт центральной аллохтонной метаморфизованной пластиной (см. рис. 4, III-III). О его структурном строении известно очень мало. На профиле по линии IV-IV (см. рис. 4) видно, что комплекс расположен в диапазоне глубин 1400-2400 м и осложнен асимметричной складчатостью с надвиговыми дислокациями. Литологически он представлен алевролитами, глинами и песчаниками с пластовыми скоростями 4250 м/с (скв. Морская-1). Ниже него намечается еще один структурный этаж, который судя по скоростям распространения электромагнитных волн, выполнен слабо метаморфизованными породами.

Положение границы, разделяющей слабо метаморфизованный киммерийский структурно-формационный комплекс и метаморфизованную аллохтонную пластину, установлено по характеру волнового поля. От кровли аллохтонной пластины регистрируются интенсивные двух-трехфазные отражения. В пределах слабо метаморфизованного киммерийского комплекса характер отражений резко меняется. Отражения становятся слабо выраженными, прерывистыми, что свидетельствует об изменении литологического состава пород. Кроме того, метаморфизованный комплекс, слагающий центральную аллохтонную пластину, вероятно, характеризуется и значительно большей плотностью, чем слабо метаморфизованный киммерийский комплекс. Это отчетливо прослеживается по изменению структуры гравитационного поля и проявляется в характере его графиков (см. рис. 4). Перед фронтальной частью аллохтонной пластины по кровле киммерийского структурно-формационного комплекса закартирована довольно крупная депрессия, оконтуренная изогипсой -1300 м (см. рис. 2). В тектоническом плане депрессия отделяет фронтальную часть киммерийского комплекса слагающего асимметричные антиклинали Морская и Морская-1, от фронтальной эродированной до субгоризонтальной поверхности части аллохтонной пластины (см. рис. 4, III-III).

Литологически состав пород киммерийского структурно-формационного комплекса, вскрытого скважиной на площади Морская-1, близок к литологическому составу пород киммерийского комплекса в пределах Ясенского залива и Каневского-Березанского вала. Сопоставимы и пластовые скорости этих пород. На этом основании, а также учитывая гипсометрическое положение кровли Азовского и Каневско-Березанского валов, которое в зоне сочленения отличается на величину толщины аллохтонной метаморфизованной пластины (400-500 м), можно гипотетически говорить о едином структурно-формационном киммерийском комплексе, охватывающем площади восточного тектонического элемента Азовского вала, зону его сочленения с Каневско-Березанским валом и западную часть Каневско-Березанского вала.

ВЫВОДЫ

Рассматриваемый регион имеет сложное геологическое строение, в котором выделяются фрагменты структур, созданные альпийской, киммерийской и герцинской эпохами тектогенеза. Наиболее полно изучены осадочные отложения альпийского комплекса. Триасово-юрские породы до настоящего времени рассматривались как единый комплекс, промежуточный между осадочным чехлом и палеозойским фундаментом. Проведенная комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов позволила в первом приближении по-новому представить структуру верхней части его разреза. Очевидно, киммерийские образования нельзя трактовать как единый промежуточный комплекс. Это крупная формационная система, включающая ряд структурно-формационных комплексов, которые сменяют один другой в разрезе и в плане. Каждый из киммерийских структурно-формационных комплексов характеризуется не только своим литологическим составом и степенью метаморфизма, но и имеет свой структурный план и свою историю геологического развития.

Отложениями киммерийской формационной системы сложена южная часть Северо-Азовского прогиба и Азовский вал. Последний разделяется на три тектонических элемента, верхняя часть которых представлена аллохтонными пластинами, перемещенными с юга на север на расстояние не менее 30–40 км. Структура нижележащих киммерийских образований осложнена разрывами надвигового характера и связанными с ними асимметричными антиклинальными формами, что свидетельствует об интенсивных тангенциальных напряжениях, которым подвергались эти толщи. Однако нет данных, подтверждающих значительные горизонтальные перемещения подаллохтонных толщ.

Тектоника западного и центрального элементов Азовского вала значительно отличается от восточного. Зоной их разделения является крупная сдвиговая дислокация северо-восточного простирания. Геологическое развитие восточного тектонического элемента можно представить следующим образом. В предмеловое время на слабо метаморфизованный преимущественно терригенно-глинистый киммерийский комплекс с юга была надвинута сложенная метаморфизованными темно-серыми сланцами киммерийская пластина. Пластина охватывала площади современных поднятий Небольшое, Приразломное, Безымянное и, возможно, занимала обширные территории к югу от них. Маломощные (около 30 м) нижнемеловые и эоценовые отложения (скв. 285) перекрывают юго-восточную часть этой пластины. Однако больший период времени он раннего мела до эоцена пластина представляла собой сушу и подвергалась интенсивным эрозионным процессам. В результате ее фронтальная часть оказалась значительно денудирована, а толщина уменьшилась до 400–600 м.

В предмеловое время возле размываемой фронтальной части аллохтонной пластины формировался Северо-Азовский прогиб, который охватывал и площади современных поднятий Геофизическое, Морское, Морское-1, а также опущенный блок пластины с антиклиналью Приразломной. Прогиб заполнялся терригенным осадочным материалом, сносимым как с севера, со стороны Украинского щита, так и с юга, с аллохтонной пластины. На границе позднего мела и палеогена интенсивные тангенциальные напряжения, направленные с юга, со стороны геосинклинали, привели к возобновлению процессов складкообразования в подаллохтонном структурно-формационном комплексе. Как результат этих воздействий формируется восточная часть Главного Азовского надвига с фронтальными складками Морская, Морская-1 и надвиговые дислокации (Ударная, Белосарайская, Олимпийская и др.) в восточной части Северо-Азовского прогиба с приуроченными к ним системами асимметричных складок. Отложение палеогенового комплекса в Северо-Азовском прогибе происходило после завершения процесса складкообразования, о чем свидетельствует выклинивание комплекса к сводам поднятий.

Иначе представляется формирование структуры западного и восточного тектонических элементов. Здесь в предмеловое время существовал морской бассейн, который распространялся и на западную площадь современного Северо-Азовского прогиба. Восточным его ограничением являлся выступ палеозойского фундамента. Отложения мела, вероятно, не перекрывали этот выступ и согласно отлагались на палеоморфологическом рельефе киммерийского структурно-формационного комплекса. В постмеловое время с юга на территорию региона были надвинуты аллохтонные пластины, сложенные различными по составу и степени метаморфизма киммерийскими структурно-формационными комплексами. При этом тангенциальные напряжения были настолько мощными, что процесс складкообразования затронул и подаллохтонный киммерийский комплекс. Наиболее интенсивно процессы складкообразования протекали на западной площади Северо-Азовского прогиба, где в формировании асимметричных антиклиналей приняли участие и меловые отложения. На этот процесс дополнительное воздействие оказали фронтальные части надвигаемых аллохтонных пластин. Фронт центральной аллохтонной пластины оказался выдвинутым на север несколько дальше, чем западной. Это обусловило разнонаправленность тангенциальных напряжений на западной площади Северо-Азовского прогиба и привело к формированию локальных надвиговых дислокаций преимущественно северо-восточной ориентировки. В то же время центральная площадь Северо-Азовского прогиба практически не затронута воздействием тангенциальных напряжений.

Полученные данные свидетельствуют о преобладающем влиянии горизонтальных напряжений на формирование структуры мелового комплекса и киммерийской формационной системы. При этом тектонику региона во многом определяют крупные сопряженные структуры – надвиги и сдвиги. Надвиги преобладают во фронтальных частях двигавшихся в горизонтальной плоскости киммерийских тектонических пластин. Они формируют системы асимметричных антиклиналей в отложениях мела и киммерийских комплексов. Сдвиги ограничивают боковые части тектонических пластин. Генеральное направление сжатия в период альпийской и киммерийской фаз тектогенеза было направлено с юга на север.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаркаленко И.А., Пустильников М.Р., Славин В.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1969. С. 248.
2. Герасимов М.Е., Коморный А.Ф., Самсонов А.И. и др. Результаты геолого-геофизических исследований на акватории Азовского моря // Геология нефти и газа. 1978. № 4. С. 49–55.
3. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979. С. 185.
4. Геология шельфа УССР. Тектоника. Киев: Наук. думка, 1987. С. 152.
5. Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А. Аллохтонные структуры внутриконтинентальных морей юга СССР // Докл. научной сессии Ин-та геологии БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1989. С. 70–71.
6. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. С. 110.
7. Казанцев Ю.В., Бехер Н.И. Аллохтонные структуры Керченского полуострова // Геотектоника. 1988. № 4. С. 41–50.
8. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Научные основы поисков нефтегазоносных структур. Уфа: БФ АН СССР, 1983. С. 42.
9. Короновский Н.В. О формировании антиклинальных ловушек нефти и газа в складчатых предгорьях (краевых прогибах) // Тектоника и критерии нефтегазоносности локальных ловушек. М.: Недра, 1987. С. 73–78.
10. Миловицкий Я.П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 74–88.
11. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1987. 483 с.
12. Муратов М.В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа // Сов. геология. 1955. № 48. С. 1–12.
13. Попович С.В. Развитие структур горизонтального сжатия в пределах акватории Азовского моря // Геология нефти и газа. 1989. № 1. С. 22–25.
14. Попович С.В. Региональные особенности геологического строения акваторий Азово-Причерноморского региона // Докл. 11-ой Всесоюзной конференции. Комплексное освоение нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР. Часть 1. М.: ВНИИЭгазпрома, 1990. С. 101–102.
15. Попович С.В. Использование низкоскоростных электромагнитных волн при поисках месторождений нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1996. № 2. С. 19–25.
16. Славин В.И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 6. С. 46–51.
17. Сочельников В.В., Небрат А.Г., Попович С.В., Кондюрин А.В. Теория и практические возможности метода ЗСБ-ИВП при поисках нефти и газа // Физика Земли. 1994. № 6. С. 56–67.
18. Структурная геология Крыма. Уфа: БФ АН СССР, 1989. С. 154.
19. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных. М.: Недра, 1990. С. 299.
20. Тектоника Украины. М.: Недра, 1990. С. 299.
21. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. С. 176.
22. Щерик Е.А. Геология и нефтегазоносность западного Предкавказья. М.: Наука, 1964. С. 96.

Рецензент: Н.В. Короновский

Recent Structure beneath the Sea of Azov

S. V. Popovich

Yuzhmorneftegeophysika, Geological–Geophysical Trust, Gelendzhik

Analysis of modern geologic (deep drilling) and geophysical (CDP, gravity, electrical) data for the area covered by the Sea of Azov allowed me to subdivide the Cimmerian structural-lithologic complex, previously considered a single unit, into a number of lithologic complexes. Its upper part is formed by thrust sheets jointly making up the large allochthonous structure of the Azov swell. The region's tectonic framework is controlled by a system of conjugate fractures—strike-slip and normal faults. Along them, the sheets of the Azov swell overthrust the Alpine sediments, weakly metamorphosed Cimmerian units, and Paleozoic deposits. Horizontal displacements of the Cimmerian sheets led to thrusting and strike-slip faulting in the Cretaceous complex of the North Azov trough.

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

Подписка на академические журналы издательства "Наука" в I полугодии 1999 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-99" (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим научно-исследовательским организациям и их сотрудникам, государственным научным и вузовским библиотекам. В связи с сокращением бюджетного финансирования подписка для других научных учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях. Обращаем Ваше внимание, что цена подписки на I полугодие 1999 года изменена по сравнению с предыдущей подпиской.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам в редакциях соответствующих журналов либо непосредственно в Издательстве или его Санкт-Петербургском и Екатеринбургском отделениях по предъявлении служебного удостоверения. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

Коллективные подписчики, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в Издательство "Наука" надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении Издательством полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН, а также ВИНТИ и др.) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в Издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, достаточно будет при оформлении подписки в I полугодии 1999 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков будут приниматься только с печатью организации (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов Издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство "Наука"

Международная академическая издательская компания "Наука" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 1998 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главных. Размер премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК "Наука", а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах. Денежная часть каждой Главной премии и Премии распределяется следующим образом:

- а) 80% – автору или коллективу авторов,
- б) 20% – редколлегии, редакции журнала, переводчикам, научным редакторам и другим работникам, способствовавшим подготовке и качественному изданию статей.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- издательство МАИК "Наука";
- члены РАН, в том числе иностранные.

Премии 1998 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (1998).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, издаваемых МАИК "Наука" и вышедших с октября 1997 года по сентябрь 1998 года включительно.

Выдвижения кандидатов на Премии оформляются письменно протоколами (представлениями) рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются редакциями журналов с последующей передачей членам Комиссии по присуждению Премий, представляющим конкретные группы наук (физика и математика, химия, биология и науки о Земле), до 15 декабря 1998 года. Окончательное решение по присуждению премий возлагается на Комиссию.

Необходимым условием оформления представляемых на конкурс материалов является указание на русском и английском языках фамилии, имени и отчества (полностью) всех кандидатов, а также названия статьи или статей из английской версии журнала.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях журналов, издаваемых МАИК "Наука".