Homep 1 ISSN 0016-853X Январь - Февраль 1994

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор Ю.М. Пущаровский



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



МАИК НАУКА

Российская академия наук

## ГЕОТЕКТОНИКА

## № 1 1994 Январь - Февраль

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

Главный редактор Ю.М. Пущаровский

Заместитель главного редактора А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Е.Е. Милановский, В.Д. Наливкин, А.С. Перфильев, А.В. Чекунов, 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, информации о научной жизни реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

A.A. Mossakovsky – Coeditor V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov, R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia),
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky, V.D. Nalivkin, 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: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

> Москва Международная академическая издательская компания "Наука"

## Номер 1, 1994

Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым окружением	
Г. Л. Митрофанов, А. П. Таскин	3
Новые доказательства теории тектоники плит	
П. Н. Кропоткин, В. Н. Ефремов	16
Главный Уральский разлом на Северном Урале	
Г. А. Петров, В. Н. Пучков	25
Нижнепермские структурные элементы Тимано-Печорского региона	
С. Л. Беляков	38
Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам)	
А.И.Пилипенко	49
О тектонике периокеанических бассейнов	
М. П. Антипов, С. Л. Беляков, Ю. М. Пущаровский, А. Е. Шлезингер	62
Зависимость теплового потока от вещественного состава океанической литосферы	
Е.В.Вержбицкий, А.Я.Гольмиток, О.Г.Сорохтин	74
Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород	
В. П. Зинкевич, С. Ю. Колодяжный, Л. Г. Брагина, Е. А. Константиновская, П. И. Федоров	81

## **CONTENTS**

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

## Number 1, 1994

Siberian Platform Structural Correlation with Its Fold Fringes	
G. L. Mitrofanov, A. P. Taskin	3
New evidence of Plate Tectonics Theory	
P. N. Kropotkin, V. N. Yefremov	16
Main Uralian Fault in the Nothern Urals	
G. A. Petrov, V. N. Puchkov	25
Lower Permian Paleostructural Units of the Timan-Pechora Region	
S. L. Belyakov	38
Tectonic Delamination of Oceanic Crust of Deep-Water Basins	
A. I. Pilipenko	49
On Tectonics of Perioceanic Basins	
M. P. Antipov, S. L. Belyakov, Yu. M. Pushcharovsky, A. Ye. Shlezinger	62
Heat Flow Dependance on the Petrographic Composition of Oceanic Lithosphere	
Ye. V. Verzhbitsky, A. Ya. Gol'mshtok, O. G. Sorokhtin	74
Tectonics of the Eastern Framing of Kamchatka's Sredinny Massif of Metamorphic Rocks	
V. P. Zinkevich, S. Yu. Kolodyazhny, L. G. Bragina, Ye. A. Konstantinovskaya, P. I. Fedorov	81

УДК 551.24.(571.5)

## СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ СО СКЛАДЧАТЫМ ОКРУЖЕНИЕМ

#### © 1994 г. Г. Л. Митрофанов, А. П. Таскин

Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Иркутск

Поступила в редакцию 10.03.93 г.

За последние 10 - 15 лет на юге Сибирской платформы и территории се обрамления выполнен большой объем детальных геологических и геофизических работ. В статье дается интерпретация нового геолого-геофизического материала области сочленения Сибирской платформы и се горноскладчатого обрамления, который заставляет высказать иные представления об этой платформе и се соотношении со складчатым окружением. Делается вывод о горизонтальных перемещениях в фанерозойское время не только платформы в целом, но и отдельных тектонических блоков, составляющих се фундамент, о воздействии этого процесса на структуру горноскладчатого окружения. Перемещения блоков фундамента дифференцированны по скорости, амплитуде и вектору. Структура складчатого пояса в целом – производная перемещения платформы, а его отдельных частей – результат воъдействия отдельных блоков ее фундамента.

Традиционные представления о границах Сибирской платформы и ее соотношении с окружающим складчатым поясом в связи с полученной в последнее десятилетие новой геолого-геофизической информацией должны подвергнуться значительной корректировке.

Соотношение Сибирской платформы и складчатого пояса всегда определялось и определяется наличием между ними краевого шва. В одних случаях он понимается как линия, разделяющая раннепалеозойский осадочный чехол и более древние комплексы горноскладчатого окружения. В других - как зона значительной ширины, соответствующая полосе горноскладчатого обрамления, состоящей из выступов фундамента платформы (Присаянье, Прибайкалье, Алданский щит и др.). Во всех случаях считалось, что краевой шов платформы имеет раннедокембрийский возраст и с того времени, существенно не видоизменяясь, располагается на одном и том же месте, огибаясь разновозрастными складчатыми поясами. Также предполагалось, что глубина поверхности фундамента платформы в направлении к горноскладчатой области уменьшается и в пределах последней он выходит на дневную поверхность.

Специально изучению области сочленения Сибирской платформы и складчатого обрамления до настоящего времени уделялось недостаточно внимания. Глубинная структура области сочленения до последнего времени была еще менее ясна. Немногочисленные работы базировались главным образом на гравимагнитных данных [1, 10, 11, 21 и др.] и нескольких региональных сейсмических профилях [9, 17 - 19 и др.].

Говоря о границах Сибирской платформы, необходимо уточнить, что мы понимаем под термином "платформа". Это следует сделать потому, что в последнее время в ряде опубликованных работ высказывается мысль, что граница Сибирской платформы во времени не была постоянной и размеры ее существенно менялись. По определению в словарях платформа представляет собой часть кратона, перекрытую залегающими полого или слегка наклонно отложениями, в основном морскими осадочными, шельфового типа [15], или "основной элемент структуры континентов ... со спокойным тектоническим режимом ... состоящий из двух структурных этажей ...." [7, с. 96]. Следовательно, границей платформы должен служить край поля полого залегающего осадочного чехла, не подвергшегося значительным деформациям.

Таким определением границы Сибирской платформы пользуется большинство исследователей. На большом протяжении граница совпадает с поясами разломов (швами), которыми разграничивались раннепалеозойский осадочный чехол, являющийся главным плитным комплексом платформы, и горноскладчатое окружение. В ряде случаев, когда по краю осадочного чехла разломы отсутствуют, в контур платформы включались выступы раннедокембрийского фундамента, ограниченные с внешней стороны разломами.

В настоящее время фрагменты раннепалеозойского плитного комплекса все в большем количестве обнаруживаются на территории южного горноскладчатого обрамления. Формационный состав этих пород позволяет коррелировать их с комплексами раннепалеозойского осадочного чехла внутреннего поля Сибирской платформы. Эти факты некоторые исследователи используют в качестве аргумента в пользу расгирения контура Сибирской платформы, рассматривая эту территорию как активизированную в послераннепалеозойское время часть Сибирской платформы.

В качестве примера можно привести последнюю работу Л.П. Зоненшайна и др. [12], в которой они расширяют площадь Сибирской платформы за счет включения в ее состав Становика, Верхояно-Колымского и Таймырского складчатых поясов. Структурно-вещественные комплексы поясов они рассматривают как деформированный платформенный чехол. Этот подход заставляет их в дальнейшем вынужденно проводить идентификацию понятий "платформа" и "континент" и называть первую древним Сибирским континентом. Подобное отождествление и подмена понятий вносит неопределенность в их определение, особенно при рассуждениях о границах этих структурных подразделений.

Таким образом, имеющиеся точки зрения на границу Сибирской платформы опираются на два подхода. Первый, как это изложено в справочниках, в платформу включает только те территории кратона или континенга, осадочный чехол которых, являющийся вторым структурным этажом, не претерпел значительных складчатых деформаций. При втором подходе в состав платформы включаются также области с осадочным чехлом, дислоцированным в последующие исторические этапы. В этом случае в пределах платформы кроме стабильной части нужно выделять и ее активизированную территорию. При этом подходе границей платформы, вероятно, будет граница континента, выявление которой представляет большие трудности по сравнению с границей платформы первого варианта. Трудности обусловлены тем, что, во-первых, граница эта в разных местах будет разновозрастной, так как будет представлять собой граничные структуры континентов, существовавших в разное время. Во-вторых, и это главное, на большей части территории естественные границы отсутствуют вследствие их тектонической переработки.

Все это свидетельствует о том, что понятия "платформа" и "континент" разные и имеют каждый свою понятийную базу, в связи с чем отождествлять их, как это иногда делается, нежелательно.

В словарях платформа определяется как структурный элемент, являющийся частью кратона, а последний является сегментом континента [22]. Подобное определение платформы, вероятно, является наиболее приемлемым и прекрасно подтверждается на материалах по Сибирской платформе.

Имеющаяся в настоящее время информация о ней свидетельствует в пользу того, что изменялись во времени только размеры и форма Сибирского континента, который лучше называть Восточно-Сибирским, в отличие от Сибирской платформы [23]. Границы же последней, возникшей в современном виде (размерах) в среднем - позднем палеозое, оставались с того времени практически постоянными. При этом надо согласиться с тем условием, что границы платформы по периметру, вероятно, должны быть разновозрастными в соответствии с возрастом орогенических процессов в окружающих ее регионах. В то же время платформа представляет собой в целом единое физическое тело, и при условии его латерального перемещения границы его по всему периметру должны испытывать одновременные напряжения во всех своих сегментах, но разной величины и характера. Эти рассуждения, вероятно, применимы и к Сибирской платформе, в отношении латерального перемещения которой в южном направлении в настоящее время практически ни у кого нет сомнений. Например, наиболее яркие структурные преобразования по северной окраине Сибирской платформы, происшедшие в мезозое в результате столкновения с нею Чукотского (Арктического) и Омолоно-Охотского континентов [12], выразившиеся в формировании вокруг нее пояса складчатости, должны, на наш взгляд, найти отражение в каком-то виде и на южной окраине платформы, что в настоящее время пока почти никем не признается. Однако материал в пользу этого в последние годы начинает уже появляться. Это касается работ [2 - 6, 12 и др.], в которых приводятся доказательства активного тектонического развития пограничных с южной частью платформы складчатых структур обрамления в палеозойское и мезозойское время.

Сибирская платформа, как известно, имеет двухэтажное строение. Верхний этаж представляют отложения палеозоя с главным плитным комплексом раннепалеозойского возраста. Фундамент, согласно проведенному нами районированию, состоит из тектонических блоков разного возраста и степени стабилизации. Четко выделяются Ангаро-Анабарский геоблок, который состоит из Ангаро-Тунгусского и Ангаро-Чонского мегаблоков, и Алданский мегаблок (рис. 1). Важно отметить, что меньшей степенью стабилизации и большей переработкой отличается Ангаро-Чонский мегаблок. Судя по характеру аномального магнитного поля, он имеет очень сложную внутреннюю структуру, обусловленную весьма активной и многократно проявившейся тектономагматической деятельностью, зафиксированной в пределах практически только этого блока комплексами ультраосновных щелочных пород среднего палеозоя и мезозоя. Мегаблоки фундамента сложены раннедокембрийскими образованиями и разделены подвижными зонами разного возраста, заложенными над региональными поясами разломов сдвигового и взбросо-надвигового типа. Западная часть Ангаро-Анабарского геоблока разделена системой разломов субширотного простирания на ряд мезоблоков. Наиболее крупными из



Рис. 1. Блоковое строение фундамента Сибирской платформы и части южного складчатого окружения.

1 - 3 – границы блоков земной коры: 1 – геоблоков, 2 – мегаблоков, 3 – мезоблоков; 4 – разломы; 5 – крупные швы (сутуры), сопровождаемые офиолитовыми ассоциациями; 6, 7 – складчатые комплексы: 6 – мезозойские, 7 – позднепалеозойские; 8 – мегаблоки и мезоблоки (I - Ш – Сибирская платформа: I – Ангаро-Тунгусский мегаблок, мезоблоки: I<sup>1</sup> – Кочечумский, I<sup>2</sup> – Тунгусский, I<sup>3</sup> – Тасеевский, I<sup>4</sup> – Ангарский; II – Анабаро-Чонский мегаблок, мезоблоки: II<sup>1</sup> – Анабарский, II<sup>2</sup> – Оленекский, II<sup>3</sup> – Мархинский, II<sup>4</sup> – Чонский; III – Анабаро-Чонский мегаблок, мезоблоки: II<sup>1</sup> – Анабарский, II<sup>2</sup> – Оленекский, II<sup>3</sup> – Мархинский, II<sup>4</sup> – Чонский; III – Алданский мегаблок, мезоблоки: II<sup>1</sup> – Анабарский, II<sup>2</sup> – Оленекский, II<sup>3</sup> – Мархинский, II<sup>4</sup> – Чонский, III – Алданский мегаблок, мезоблоки: II<sup>1</sup> – Совекминский, III<sup>3</sup> – Центрально-Алданский; IV, V – Саяно-Забайкальский пеоблок: IV – Саяно-Витимский мегаблок, мезоблоки: IV<sup>1</sup> – Баргузинский, IV<sup>2</sup> – Тувино-Монгольский, IV<sup>3</sup> – Алтае-Саянский; V – Селенгино-Становой мегаблок; VI – Монголо-Амурский мегаблок; 9 – разломы (цифры в кружках): 1 – Бирюсинский, 2 – Приенисейский, 3 – Южно-Алданский, (Становой), 4 – Байкало-Муйский, 5 – Монголо-Охотский, 6 – Анабаро-Байкальский, 12 – Джидинский, 13 – Ильчирский, 14 – Куртушибинский, 15 – Кандатский, 16 – Главный Саянский, 17 – Ангаро-Катангский, 18 – Байкало-Кутский, 19 – Байкало-Ленский; 20 – Нелькано-Кыллахский.

этих разрывных нарушений являются Вилюйско-Тунгусский и Южно-Анабарский пояса разломов.

Первый из них прослеживается от бассейна р. Вилюй на запад до широтного отрезка долины р. Нижней Тунгуски и по ней далее до западной границы платформы. Он в целом прямолинеен, имеет общее субширотное простирание и субпараллелен расположенному севернее Южно-Анабарскому. Вместе с последним является скрытым и отчетливо фиксируется по рисунку магнитного поля фундамента платформы, ряду косвенных геологических и других данных (сейсмическое профилирование, гравика, космодешифрирование и др.). Эти разломы ограничивают с юга и севера широкую полосу деформированных пород фундамента, в которых устанавливаются многочисленные разрывы также субширотного простирания. Судя по рисунку разорванных и смещенных ими линейных аномалий, они могут характеризоваться как левые сдвиги значительных амплитуд. А вся полоса, ограниченная этими поясами разломов, может рассматриваться как единый крупнейший сдвиговый мегапояс левого знака, по которому, по нашим предположениям, северная часть платформы (анабаро-оленекская) значительно сдвинута к западу. Вероятно, с движениями по этим разломам генетически связан и кимберлитовый магматизм, который контролируется определенной системой разрывов, относящихся по морфологии к раздвиговому типу.

Современный контур Сибирской платформы имеет угловатые очертания, обусловленные формой слагающих ее фундамент мега- и мезоблоков, и почти по всему периметру представлен разломными зонами сдвиговой и взбросо-надвиговой морфологии. Горизонтальные движения блоков фундамента, разные по амплитуде и направлениям, поддвиг их под структуры окружения осложнили конфигурацию границы платформы и складчатую структуру горноскладчатого обрамления, придав ей участками покровный характер.

Что же является границей Сибирской платформы, какими структурами она представлена и как соотносится с окружающими ее складчатыми сооружениями?

Восточные и северные поверхностные сегменты ограничения платформы выражены фронтом надвигов (Нелькано-Кыллахский и Западно-Верхоянский разломы), по которым позднепалеозойско-мезозойский дислоцированный чехол Верхоянья и Таймыра надвинут на край недислоцированного осадочного чехла платформы и смоделирован контурами ее фундамента. Западная граница Сибирской платформы в значительной своей части теряется под отложениями чехла Западно-Сибирской плиты. Вероятно, Туруханско-Игарская зона дислокаций свидетельствует о близости края платформы, который в целом к югу трассируется долиной р. Енисей и далее восточной границей Енисейского кряжа. Где-то, начиная с приустьевой части р. Ангары, юго-западной границей платформы является зона крупного, скрытого в северной части разлома, разделяющего Ангаро-Канский выступ и платформу и известного южнее Канской впадины под названием Бирюсинского. Южные сегменты границы платформы представлены фрагментами Главного Саянского разлома в ее присаянской части и Приморским в Прибайкалье. В пределах Байкало-Патомской складчатой области платформа ограничена Прибайкало-Ленским (Акиткано-Джербинским) разломом со стороны Ангаро-Анабарского геоблока и Жуинским со стороны Алданского мегаблока. Последний, являющийся составной частью платформы, ограничен с юга Южно-Алданским (Становым) разломом, с востока – Охотско-Чукотской системой разломов и

Нелькано-Кыллахским надвигом. Эти крупные разрывные структуры, ограничивающие платформу, можно отождествлять с поясами разломов.

Из всего периметра границы Сибирской платформы наиболее изученными и информативными являются южные его сегменты, охватывающие Восточный Саян, Прибайкалье, Байкало-Патомское нагорье и Становик.

Сибирская платформа в описанных контурах как цельная самостоятельная структура находит отражение и в глубинных уровнях разреза литосферы, однако не везде отчетливо и однозначно, как на поверхности [23]. Рассмотрим ее выражение на ряде уровней разреза литосферы.

Глубина залегания поверхности астеносферного слоя в пределах Восточной Сибири непостоянна и колеблется от 60 до 120 - 150 км (геоизотермы 1000°С) и более (В.И. Поспеев, В.А. Рогожина, Г.И. Менакер). В рельефе поверхности видны сложные чередующиеся линейные прогибы и поднятия в целом северо-восточного простирания. Так, прогибы устанавливаются под Иркутско-Ботуобинским поднятием и Монголо-Забайкальским прогибом. Под Вилюйским прогибом, Байкало-Патомской и Саянской горными областями поверхность астеносферного слоя образует крупные своды, достигающие отметки -60 ... -80 км. Линейный астеносферный свод (Ангаро-Тунгусский) существует и западнее Иркутско-Ботуобинского поднятия [20].

В поверхности астеносферного слоя граница Сибирской платформы наиболее контрастно выглядит по южной и юго-восточной окраине Ангаро-Анабарского геоблока, где она представлена крупным уступом в подошве литосферы. На остальной части современная граница платформы на этом уровне не проявлена. Можно сделать вывод, что рельеф астеносферного слоя во многом не согласуется с поверхностными структурами, выражая и подчеркивая в большинстве случаев более молодые структурные формы.

На уровне подошвы земной коры фиксируется более сложная картина. Здесь практически отсутствуют линейные формы, а преобладают крупные блоки геометричной формы. Мощность земной коры в пределах платформы и Забайкалья близка и колеблется в основном в пределах от 38 до 42 км, отклоняясь на отдельных участках до 30 и 44 км, а у краев платформы – до 22 и 48 км. Наибольшая толщина (до 50 - 55 км) установлена в обрамлении платформы, в Восточном Саяне, минимальная (до 22 км) – в Вилюйском прогибе. Максимальная толщина земной коры в пределах платформы зафиксирована в северной половине Анабаро-Чонского мегаблока (44 - 50 км), по западной и восточной окраинам Ангаро-Анабарского геоблока (до 46 - 48 км). Субмеридиональная линейная зона повышенной мощности коры

(до 46 км) расположена по границе Ангаро-Тунгусского и Анабаро-Чонского мегаблоков.

На уровне подошвы земной коры впервые отчетливо просматривается блоковое строение территории Восточной Сибири как в пределах платформы, так и вне ее. На этом же уровне уже видна современная поверхностная граница платформы, пожалуй, на большей части своей протяженности. Наиболее четко она выражена на юге и западе погружением подошвы земной коры. Ее можно усмотреть, но менее отчетливо, по восточному и северному сегментам контура платформы.

Близкоповерхностная и поверхностная структуры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, а также особенности их соотношения прекрасно фиксируются гравимагнитными, сейсмическими и геологическими методами. По характеру сочленения со структурами складчатого обрамления граница Сибирской платформы может быть подразделена на два типа: северный и южный. В первом случае на протяжении от восточной границы Алданского щита до р. Енисей на западе она конкордантна и выражена надвиганием на платформу позднепалеозойского складчатого комплекса Верхоянья и Таймыра с моделированием структурных форм последнего согласно контуру фундамента платформы. Южный тип границы платформы со складчатым окружением на протяжении от южной окраины Алданского щита до приустьевой части р. Енисей на западе имеет резко дискордантный характер, выраженный в "срезании" контуром фундамента платформы складчатых комплексов разного возраста – от докембрия до раннего (а возможно, и среднего) палеозоя, в связи с чем он приобрел черты торцового сочленения (рис. 2, см. рис. 1).

Эти соотношения свидетельствуют о тектонической их природе и о необходимости для их возникновения значительных (многие сотни километров) латеральных перемещений платформы в южном направлении по отношению к складчатому обрамлению в фанерозойское время. Особенно ярко эти соотношения выражены в районе Восточного Саяна, где палеозойские складчатые комплексы почти под прямым углом "притыкаются" к границе фундамента платформы или пограничных зон переработки. Несколько менее контрастно это проявлено в Северном Прибайкалье, где Байкало-Витимский вулканический пояс имеет примерно такие же соотношения с Ангаро-Анабарским геоблоком и Алданским мегаблоком платформы. Контрастные (торцовые) соотношения наблюдаются и у Алданского мегаблока фундамента платформы со складчатыми комплексами Становика.

Каждый из этих типов границы платформы, в свою очередь, состоит из ряда отрезков-сегментов, характеризующихся своими особенностями строения. Эти различия обусловлены, главным образом, блоковым строением фундамента платформы, различием воздействия блоков на складчатое окружение. Кроме того, различие устанавливается и в морфологии разреза сочленения, которое хорошо видно на сейсмических профилях. В одном случае фундамент и осадочный чехол платформы полностью погружаются под горноскладчатое обрамление, в другом – погружающийся край платформы как бы расслаивается: его нижняя, основная, часть погружается под горноскладчатое сооружение, а верхняя – как бы надвигается на него. Различие сегментов выражено и в типе ограничивающих их разломов, которые по морфологии подразделяются на взбросо-надвиги или сдвиги.

Весь контур границы южной половины Сибирской платформы подразделяется на следующие сегменты, представляющие собой в большинстве внешние (фронтальные) ограничения тектонических блоков фундамента платформы, соприкасающиеся со складчатым окружением: Енисейский, Северо-Саянский, Южно-Саянский, Южно-Прибайкальский, Центрально-Прибайкальский и Северо-Прибайкальский, Патомский, Жуинский и Южно-Алданский (рис. 2). На серию подобных сегментов можно разделить и северную границу платформы. Каждый сегмент границы сочленения имеет свою геологическую характеристику, а отдельные, где пройдены сейсмические профили, подкреплены глубинной геофизикой.

Анализ строения каждого сегмента границы как в отдельности, так и в совокупности, их соотношение между собой и складчатым окружением свидетельствуют о том, что в их формировании решающую роль сыграли тангенциальные напряжения. Горизонтальные движения Сибирской платформы, тем более дифференцированные перемещения отдельных блоков фундамента в палеозойское время, после формирования осадочного чехла, прежде никем не допускались.

Однако в последние годы появляется все больше и больше материала, свидетельствующего в пользу того, что фундамент Сибирской платформы не является монолитным и пассивным. Составляющие его тектонические блоки активно реагировали на тектонические процессы, происходящие вне платформы до самого последнего времени. Реакция эта проявилась в их частичной переработке (особенно в краевых частях) и горизонтальных перемещениях в целом и дифференцированно одних относительно других в результате разрядки планетарных и региональных тангенциальных напряжений [2, 12, 16, 23 и др.]. Горизонтальные перемещения отдельных блоков фундамента платформы прекрасно устанавливаются при анализе складчатой структуры и морфологии разломов окружения платформы и краевой части последней. Большая информация в этом отношении получена в результате интерпретации геофизического материала, особенно по выявлению структуры фундамента, перекрытого осадочным чехлом [2, 16].



Рис. 2. Тектоническая схема юга Восточной Сибири.

1 - 5 - блоки фундамента Сибирской платформы: 1 - Тунгусский, 2 - Тасеевский, 3 - Чонский, 4 - Алданский, 5 - Ангарский (пунктирной штриховкой показаны краевые части блоков фундамента платформы на глубине под складчатыми комплексами обрамления); 6 - чехол Западно-Сибирской плиты; 7 - поверхностное положение краевого шва Сибирской платформы; 8 - Монголо-Охотский шов; 9, 10 - крупные граничные разломы: 9 - на поверхности, 10 - скрытые; 11, 12 - разломы, разграничные вающие: 11 - мегаблоки земной коры, 12 - мезоблоки фундамента платформы; 13 - взбросы; 14 - надвиги, шарьяжи; 15 - покровно-складчатые зоны: БП - Байкало-Патомская, ХД - Хамар-Дабанская, ДБ - Дербинская, Е - Енисейская; 16, 17 - тектонические линзы: 16 - линейные, 17 - узловые: М - Муйская, У - Укучиктинская; 18 - разломы фундамента, выделенные по геофизическим данным; 19 - консолидированные блоки земной коры складчатого пояса (массивы: ТМ - Тувино-Монгольский, Б - Баргузинский, П - Приаргунский); 20 - 22 - вулканогенные пояса: 20 - Байкало-Муйский, 21 - Хамсаринский, 22 - Джидинский; 23 - направление движения блоков фундамента платформы; 24 - складчатые комплексы Селенгино-Становой зоны; 25 - сегменты границы платформы: 1 - Енисейский, 2 - Северо-Саянский, 3 - Южно-Саянский, 4 - Южно-Прибайкальский, 5 - Центрально-Прибайкальский, 6 - Северо-Прибайкальский, 7 - Патомский, 8 - Жуинский, 9 - Ожно-Алданский; 26 - граница раннепалеозойского осадочного чехла платформы; 27 - линии имеющихся сейсмических профилей; 28 - линии геологических разрезов, материалы которых положены в основу содержания предлагаемой стать (рис. 3); 29 - Ангарс-Ленские сейсмических профилей; 28 - линии геологических разрезов, материалы которых положены в основу содержания предлагаемой стать (рис. 3); 29 - Ангаро-Ленское межблоковое поле фундамента Сибирской платформы.

В результате поддвига блоков фундамента под складчатое окружение в их фронтальных частях и над ними формируются системы сложных линейных, опрокинутых, как правило шарьированных, складок, сопровождаемых надвигами, взбросами и сдвигами. Этот вновь образованный складчато-покровный комплекс ориентирован всегда согласно контуру выдвинувшегося блока фундамента платформы. Наряду с наложенной складчатостью породы в этих участках подверглись и зональному метаморфизму, связанному с повышенными динамо-термальными нагрузками.

Характерно, что наиболее значительные поддвиги блоков фундамента платформы под складчатое окружение по периметру чередуются с блоками фундамента, менее выдвинутыми из общего контура платформы. Наибольшие амплитуды поддвигов блоков фундамента под складчатое обрамление в южной ее половине установлены для Тасеевского, Ангарского, Чонского и Алданского блоков (рис. 2). И если амплитуды поддвигов различаются мало, то вектор перемещения их имеет значительный разброс. Общей закономерностью для них является то, что все они имеют общую тенденцию перемещения в южных румбах с отклонением части из них к юго-западу (Тасеевский и Алданский блоки) или юго-востоку (Чонский, часть Ангарского блока). У блоков фундамента северной части Сибирской платформы преобладающим вектором движения в мезозойские этапы истории является западный. В строении прифронтальных зон участвуют породы как складчатого окружения, так и краевой части платформы, что устанавливается по наличию в пределах последних фрагментов пород деформированного осадочного чехла.

Зоны переработки складчатого обрамления во фронтальной части движущихся блоков фундамента имеют разную морфологию, которая в основном зависит от характера сочленения блоков фундамента и строения складчатого обрамления. При условии продольного сочленения двух блоков зона переработки имеет линейно-линзовидную форму с размерами 150 - 200 × 500 - 600 км (Бирюсино-Дербинская, Байкало-Патомская, Жуинская зоны). При более сложном, узловом, сочленении, в котором участвуют три и более блоков, зона сочленения имеет в плане зачастую треугольную форму и размеры 100 × 200 км (Укучиктинская, Муйская зоны).

Блоки, составляющие фундамент платформы, благодаря тектонической расслоенности литосферы, в частности земной коры и осадочного чехла, не монолитны не только по латерали, но и в вертикальном разрезе. Последний разделен многочисленными плоскостями, которые рассматриваются многими как тектонизированные разделы, отождествляемые с тектоническими срывами (разломами). По геолого-геофизическим данным, таких тектонизированных уровней в разрезе консолидированной земной коры и осадочной оболочки Сибирской платформы и ее обрамления насчитывается более десятка [16 - 18, 23 и др.].

Такая расслоенность разреза обусловила дифференцированность горизонтальных перемещений разных уровней разреза тектонических блоков фундамента, заключающуюся в том, что составляющие их части с различными реологическими свойствами, испытывающие различные по силе воздействия, по-разному реагируют на возникающие тангенциальные напряжения. В результате этого перемещения разных уровней вертикального разреза блоков фундамента неодинаковы. Анализ морфологии складчатых форм в разрезе чехла платформы позволяет предполагать, что наибольшую амплитуду перемещения имеют более глубинные уровни, меньшую – близповерхностные части (пластины) разреза блоков, в том числе осадочного чехла. В связи с этим многие из тех тектонических процессов, которые устанавливаются в фундаменте, в пределах верхней части осадочного чехла, являющейся по сути аллохтоном, в настоящее время плохо или совсем не улавливаются. Это не означает, что они здесь отсутствуют. При более тщательном анализе поверхностной структуры осадочного чехла проявления горизонтальных перемещений в его пределах устанавливаются достаточно широко.

Морфология и особенности соотношения Сибирской платформы со складчатым поясом отчетливо видны на геологических разрезах, составленных нами в южных секторах границы платформы. Элементы глубинного строения выявляются рядом сейсмических профилей, захватывающих краевые части Сибирской платформы и горноскладчатого обрамления (рис. 3).

Геофизические данные хорошо согласуются с геологическими и в совокупности образуют достаточно представительный материал для создания объемной модели строения области сочленения Сибирской платформы и складчатого обрамления.

Поверхностной структурной границей платформы являются пояса взбросо-надвиговых и сдвиговых дислокаций. Область сочленения имеет линейно-линзовидную форму и зональное продольное и поперечное строение, выраженное различной степенью деформированности пород, степенью зонального метаморфизма, интенсивности и характера эндогенных процессов. В поперечном сечении область сочленения подразделяется на собственно зону сочленения и зоны влияния. Первая представляет собой основной шов и серию второстепенных разломов. По морфологии все они являются взбросами, надвигами, взбрососдвигами и сдвигами. Зоны влияния располагаются по обе стороны зоны сочленения, захватывая краевые части платформы и складчатого пояса. Представлены они, как правило, линейной складчатостью, часто покровного характера, возможно, эндогенными проявлениями. Ширина этих зон



Рис. 3. Геологические разрезы зоны сочленения Сибирской платформы и горноскладчатого обрамления.

1, 2 – комплексы Сибирской платформы: 1 – раннедокембрийские фундамента, 2 – фанерозойские осадочного чехла; 3, 4 – комплексы складчатого окружения: 3 – разломы зон сочленения и влияния, 4 – докембрийские срединные массивы; 5 – главный структурный шов, ограничивающий платформу; 6 – прочие разломы; 7 – сдвиги; 8 – изолинии скоростей, км/с; 9 – поверхность кристаллического фундамента; 10 – средняя и граничная скорости, км/с; 11 – кривая Δ*Ta*; 12 – кривая Δ*Ga*. Буквенные обозначения: СП – Сибирская платформа; складчатые области: ВСО – Восточно-Саянская, БВО – Байкало-Витимская; покровно-складчатые зоны: ДЗ – Джидинская, ОЗ – Окинская, ИЗ – Ильчирская, ХДЗ – Хамар-Дабанская; тектонические блоки: Б – Баргузинский, ТМ – Тувино-Монгольский; УГ – Укучиктинская глыба; разломы: ГС – Главный Саянский, Ч – Чуйский, А – Абчадский. г-2, г-3, г-5, гф-5 – номера разрезов, показанных на рис. 2. различная, в отдельных случаях достигает 250 км. Ширина собственно зоны сочленения по всем пересечениям (в 10 геолого-геофизических разрезах) колеблется от 125 до 175 км, наиболее распространенная – 150 - 175 км. Одной из значительных по ширине зон сочленения является Байкало-Патомская складчатая область, которая представляет собой суммарное поверхностное выражение зоны сочленения двух тектонических блоков фундамента Сибирской платформы: Ангаро-Анабарского и Алданского.

Олним из постоянных структурных элементов области сочленения является наличие сформированной в процессе поддвига фронтальной линзы скучивания коры (покров выжимания), представляющей собой в разрезе элемент шарьяжа линейно-линзовидной или грибовидной формы. Расположена она чаще над зоной столкновения тектонических блоков платформы и складчатого обрамления. Характерной особенностью линзы является высокая дислоцированность и высокая степень метаморфизма выполняющих пород, достигающая в отдельных случаях гранулитовой фации. Размеры шарьяжа различные – ширина колеблется от 50 до 75 км, распространение на глубину (до выклинивания) – от 5 - 6 до 15 км (рис. 3). К числу подобных линз в настоящее время нами относится значительное количество изолированных массивов, поднятий, горстов и глыб труднообъяснимой природы, рассматриваемых большинством исследователей в качестве фрагментов докембрийского фундамента из-за высокого метаморфизма слагающих их пород. К категории этих структур нами относятся такие, как Дербинский "антиклинорий", Гарганская, Бельско-Окинская, Укучиктинская и, возможно, Муйская глыбы и другие. В целом линзы скучивания по природе своей напоминают аккреционные призмы, формирующиеся аналогично - путем выжимания и соскабливания части образований с поверхности погружающегося блока при его поддвиге под другой блок. Подобные линзы скучивания коры в последнее время устанавливаются по геофизическим данным в краевых частях блоков и на более глубинных уровнях разреза земной коры [14, 16].

Благодаря пологому падению разломов основного шва зоны сочленения ее поверхностная и глубинная границы в вертикальном сечении почти по всему южному периметру не совпадают между собой. На глубинных уровнях она устанавливается по окружающим ее горноскладчатым поясам на удалении от поверхностной по латерали до 100 - 150 м.

На всех разрезах видна четкая тектоническая расслоенность земной коры, отличающаяся линзовидным строением и выраженная такими структурными формами, как тектонические пластины, линзы, шарьяжи, чешуи. Эта расслоенность прекрасно подтверждается геофизическими методами [16 - 18].

В геофизических полях зона сочленения выражена различно. Наиболее отчетливо и резко она фиксируется более поверхностными гравимагнитными методами, однако также неоднозначно по простиранию. Эта особенность обусловлена характером соотношения Сибирской платформы и складчатого пояса. Четкая граница платформы и ее обрамления устанавливается на участках их торцового сочленения, неотчетливая, размазанная – на участках косого, субпараллельного сочленения. Область сочленения со стороны складчатого пояса, как правило, имеет увеличенную мощность земной коры, колеблющуюся от 44 до 55 км. Обычно эти участки, вытянутые по периметру платформы, имеют линейно-линзовидную форму. Наиболее увеличенная мощность земной коры наблюдается в пределах Восточного Саяна. Повышенная мощность земной коры связана с ее тектоническим скучиванием и глубинным шарьированием в пределах складчатого обрамления перед фронтальными сегментами блоков фундамента, т.е. в участках максимальных динамических напряжений, создающихся при их латеральных столкновениях.

Изучением метаморфизма области сочленения южной части Сибирской платформы и складчатого пояса до настоящего времени специально никто не занимался. Известны немногочисленные схемы метаморфизма зон сочленения отдельных районов (Приольхонье, район Слюдянки и др.).

На всем протяжении область сочленения платформы сопровождают блоки пород разных фаций метаморфизма (от гранулитовой до фации зеленых сланцев). Отсутствие достоверной фауны, сложная тектоника, полифациальный метаморфизм способствовали тому, что решающая роль при возрастном расчленении пород области сочленения была отведена степени метаморфизма. К архею были отнесены породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, к раннему протерозою – породы, метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, к позднему протерозою и раннему палеозою в фации зеленых сланцев. Подобный подход часто искажал действительную картину строения области сочленения, особенно полосы складчатого обрамления, примыкающей к фронтальным частям активных тектонических блоков фундамента, где, как правило, выделялись глыбы, поднятия и горсты, сложенные высокометаморфизованными породами, на основании чего они относились к раннему докембрию.

Работы В.Г. Беличенко и Р.Г. Босса [4] в Тункинских гольцах показали, что в распределении фаций метаморфизма отчетливо проявляется общая тенденция нарастания степени метаморфизма независимо от возраста пород. Прослежены переходы по простиранию единых горизонтов палеозойских пород от низких субфаций фации зеленых

#### МИТРОФАНОВ, ТАСКИН



Рис. 4. Схема зонального метаморфизма в южном обрамлении Сибирской платформы (по данным В.Г. Беличенко, А.С. Ескина, А.И. Сезько, А.А. Шафеева и др.).

1 – Сибирская платформа; 2 – краевой шов платформы; 3 – складчатое обрамление; 4 – разломы; 5 - 9 – фации зонального метаморфизма: 5 – гранулитовая, 6 - 8 – амфиболитовые: 6 – высокотемпературная, 7 – среднетемпературная и 8 – низкотемпературная субфации, 9 – зеленых сланцев.

сланцев до эпидот-амфиболитовой и затем амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Намеченные изограды метаморфизма в Тункинских гольцах к югу переходят в Западный Хамар-Дабан, где они могут быть связаны с изоградами регионального зонального метаморфизма, выявленного А.А. Шафеевым [23]. Наиболее высокая степень прогрессивного регионального метаморфизма в палеозойских породах Тункинских гольцов выражена силиманитовой зоной, присутствие которой являлось основанием для отнесения в этом районе пород к нижнему протерозою и архею.

По последовательности метаморфических зон В.Г. Беличенко рассматриваемую метаморфиче-

скую серию относит к сериям типа Барроу каледонид Шотландии, Норвегии и Аппалачей. Возраст полифациального метаморфизма определяется здесь как допозднедевонский. Отчетливая зональность в распределении метаморфических фаций устанавливается в пределах Южного Прибайкалья по материалам А.А. Шафеева, А.С. Ескина и других. Здесь во фронтальной части Иркутского блока фундамента платформы, выполняющего, по сути, роль фронтальной части всего Ангаро-Анабарского геоблока Сибирской платформы, со стороны складчатого обрамления фиксируется четкая полосовидная зональность, облегающая контур фундамента платформы. С контуром фундамента граничит гранулитовая фация, южнее которой расположена полоса высокотемпературной субфации амфиболитовой фации, сменяемая, в свою очередь, южнее среднетемпературной субфацией этой же фации, а последняя – низкотемпературной субфацией. По внешнему контуру фиксируется фация зеленых сланцев (рис. 4). Зональность эта здесь положена в основу возрастного расчленения слагающих район образований. Гранулитовая фация метаморфизма представляет архейский возраст (слюдянская и ангинская серии), амфиболитовая – протерозойский (хангарульская и хамардабанская серии), фация зеленых сланцев – палеозойский. Здесь применен традиционный подход к метаморфизму. В то же время выделенные западнее В.Г. Беличенко изограды палеозойского метаморфизма по простиранию трассируются на описанные метаморфические комплексы Южного Прибайкалья. И вероятнее всего, что данную метаморфическую зональность в складчатом окружении надо объяснять не возрастом распространенных здесь комплексов, а высокими динамическими нагрузками, обусловленными давлением блока Сибирской платформы на складчатую раму в послераннепалеозойское время. Это подтверждают и последние данные о палеозойском возрасте гранулитового метаморфизма ольхонской серии Западного Прибайкалья [5] и среднепалеозойский возраст бластомилонитов краевой части Шарыжалгайского блока фундамента платформы [12].

Произведенный нами анализ тектонических карт по возрастным срезам и геолого-геофизический материал по Восточной Сибири дают возможность проследить и установить время формирования Восточно-Сибирского континента и обособления Сибирской платформы, наметить основные этапы эволюции, границы, строение и особенности соотношения со структурно-вещественными комплексами окружающих складчатых поясов [23].

На основании этого материала можно уверенно говорить, что даже в раннем палеозое Сибирской платформы в ее современных границах не существовало. Широкое площадное распространение раннепалеозойского осадочного чехла, выходящего далеко за пределы современного контура Сибирской платформы [3, 6, 8, 12, 23], свидетельствует о том, что на этом месте в то время существовала более грандиозная по размерам структура, чем Сибирская платформа. Вероятно, правильнее ее именовать Восточно-Сибирским континентом.

Таким образом, Сибирская платформа в современных границах является частью более обширного в прошлом континента (кратона), которая не была захвачена средне-позднепалеозойским орогенезом (коллизией), в связи с чем утверждения о существовании Сибирской платформы в современных границах с раннего докембрия несостоятельны. Реликты палеограниц Восточно-Сибирского континента разных временных этапов развития, представленные соответствующими структурновещественными комплексами, устанавливаются в настоящее время вне традиционных границ платформы, на значительном удалении от нее как в пределах горноскладчатого обрамления, так и в пределах фундамента под осадочным чехлом.

Характер соотношения платформы с окружающим ее складчатым поясом и морфология складчатости в последнем позволяют наметить в истории их взаимоотношений отдельные этапы развития. Приплатформенная часть окружающего складчатого пояса по этим признакам может быть подразделена по периметру на следующие участки, сформированные: 1) в результате перемещения контура древней платформы (возможно, континента) по отношению к структурам пояса, характеризуемые торцовыми (или близкими к ним) соотношениями платформы с окружающими ее складчатыми сооружениями; 2) современным контуром платформы в целом и, наконец, 3) во фронтальных частях отдельных тектонических блоков фундамента платформы в результате их более активного движения по отношению к соседним блокам.

По характеру этих соотношений и участвующих в этом процессе пород можно наметить несколько заключительных этапов горизонтальных движений платформы. Во времени они могут быть определены ранним, средним - поздним палеозоем, мезозоем и кайнозоем. В кайнозое формируется Байкальская рифтовая система, появление которой нами связывается с латеральными дифференцированными движениями блоков земной коры в южном направлении, в частности Ангаро-Анабарского геоблока и Алданского мегаблока фундамента Сибирской платформы [23].

Подводя итог изложенному в данной статье материалу, можно сделать ряд выводов, часть которых не согласуется с общепринятыми традиционными представлениями относительно характера соотношения Сибирской платформы и складчатого окружения.

Поверхностной структурной границей платформы является пояс взбросо-надвиговых дислокаций. Область сочленения имеет линейную форму и зональное продольное и поперечное строение, выраженное различной степенью деформированности пород, степенью их метаморфизма, интенсивностью эндогенных процессов. Ширина ее непостоянна и колеблется в разных сегментах от первой сотни до 400 - 500 км.

Структура северного ограничения Сибирской платформы и ее северной части создана в результате столкновения трех континентальных блоков: самой платформы, Чукотского (Арктического) и Омолоно-Охотского [12]. Аналогичная ситуация наблюдается и на южном ограничении платформы, которое сформировано также в результате столкновения таких крупных континентальных блоков, как Сибирская, Северо-Китайская и Таримская платформы, и большого количества мелких блоков, находящихся в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса, разделяющего Сибирскую платформу и две последние.

Структуры фундамента южной части Сибирской платформы имеют резкое структурное несогласие (часто торцовое) со складчатыми системами догерцинского возраста, обрамляющими ее с юга (Восточный Саян, фундамент Западно-Сибирской плиты, Алданский щит). Эти соотношения свидетельствуют о тектоническом их характере, более молодом возрасте и о значительных латеральных перемещениях платформы в южном направлении по отношению к горноскладчатому обрамлению в фанерозойское время, которые могут быть оценены многими сотнями километров. Наиболее значительные перемещения устанавливаются для Тасеевского, Иркутного и Чонского тектонических блоков фундамента.

Активные периоды латеральных перемещений платформы и блоков ее фундамента и в связи с этим формирования структуры краевой части устанавливаются для среднего - позднего палеозоя и мезозоя.

В связи с латеральным перемещением платформы и блоков ее фундамента, их поддвигом под горноскладчатую систему поверхностная и глубинная границы первой в большинстве случаев не совпадают. В глубинных уровнях она почти по всему периметру устанавливается под окружающим ее складчатым поясом на удалении от поверхностной до 100 - 150 км. Во фронтальной части платформы в целом и отдельных блоках ее фундамента в пределах складчатого обрамления формируются покровно-складчатые метаморфические комплексы с широкой гаммой эндогенных процессов.

Область сочленения платформы со складчатым окружением сопровождается поясом зонального высокобарического метаморфизма с последовательной сменой фаций от гранулитовой до фации зеленых сланцев.

Горизонтальные перемещения платформы и блоков ее фундамента значительных амплитуд происходили, вероятно, по астеносферному слою и другим уровням, расположенным ниже подошвы коры, а также в нижней пластичной части ее разреза [13]. Менее значительные латеральные перемещения использовали для этого различные уровни разреза земной коры, которые устанавливаются геофизическими методами, а также выявлены в разрезах осадочного чехла [2, 16 - 19, 23].

По анализу глубин очагов землетрясений, сейсмических и электроразведочных исследований (ГСЗ, ГМТЗ) в интервале 12 - 20 км разреза земной коры устанавливается тектонически ослабленный горизонт (сейсмический волновод, разуплотненный, повышенной электропроводности слой), по которому происходят, вероятно, значительные структурные перестройки. Особенно четко этот горизонт проявлен в пределах территории Байкальской рифтовой зоны.

Со структурами, сформированными в результате взаимодействия Сибирской платформы и складчатого обрамления, связан целый комплекс полезных ископаемых, прогноз которых в настоящее время необходимо корректировать с учетом изложенного выше материала.

Наиболее ярко этот процесс выразился в формировании, локализации и размещении углеводородного сырья на Сибирской платформе, контролируемого линейными зонами фронтальной части полосы взбросо-надвиговых и складчатолинейных структур краевой части платформы.

Авторы надеются, что помимо регионального и прикладного значения статья будет способствовать установлению общих закономерностей строения и формирования земной коры-окраин других платформ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алакшин А.И., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 24 - 31.
- 2. Александров В.К., Таскин А.П. Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования // Геотектоника. 1990. № 3. С. 50 58.
- 3. Беличенко В.Г. Ранние, или "полные", каледониды Саяно-Байкальской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 68 - 75.
- Беличенко В.Г., Босс Р.Г. Метаморфическая серия тункинских гольцов (Восточный Саян) // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 15 - 21.
- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и К-Аг возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170 - 183.
- Бутов Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской геологической истории Саяно-Байкальской горной области // Геотектоника. 1988. № 5. С. 55 - 65.
- 7. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 190 с.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // 27-й МГК. Докл. сов. геологов. Геофизика. М.: Наука, 1984. Т. 8. С. 27 42.
- Егоров Ю.И. Система разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья // Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М.: Наука, 1971. С. 39 - 49.

- 11. Егоров Ю.И. Разрывная тектоника Байкало-Патомского нагорья в свете геолого-геофизических данных // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976. Т. VII. С. 130 - 136.
- 12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. I. 327 с.
- 13. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1981. № 6. С. 3 20.
- 14. Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В. и др. Линзы скучивания коры под Енисейским кряжем и Патомским нагорьем // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 673 - 677.
- 15. Мишенькин Б.Л., Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф. Детальное изучение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по данным рефрагированных волн // Геология и геофизика. 1983. № 12. С. 82 - 91.
- 16. Мишенькин Б.П., Шелудько И.Ф., Мишенькина З.Р. и др. Цетальные сейсмические исследования земной коры на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1984. № 7. С. 63 - 69.

- 17. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Поспеев В.И., Барышев А.С., Ипатьев С.И. Геологическое строение Сибири по результатам глубинных магнитотеллурических зондирований // Тез. докл. на 27-м МГК. М.: Наука, 1984. Т. IV. С. 176 - 177.
- Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М.: Недра, 1972. 196 с.
- Справочник по тектонической терминологии. М.: Наука, 1970. С. 128.
- 21. Тектоника юга Восточной Сибири. Иркутск, 1987. 103 с.
- Тектоническая карта Сибирской платформы. Масштаб 1:1500000. Объяснительная записка. Л., 1980. 193 с.
- Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Стратиграфия и метаморфизм. М.: Наука, 1970. 179 с.

Рецензент: А.А. Моссаковский

#### Siberian Platform Structural Correlation with Its Fold Fringes

#### G. L. Mitrofanov, A. P. Taskin

A large volume of geological and geophysical surveys has been completed in the south of the Siberian Platform in the last 10 - 15 years. The paper interprets the new geological and geophysical data on the conjunction areas between the Siberian Platform and its folded mountainous frames suggestive of a different correlation between the platform and fold fringes. The authors conclude that the platform and its tectonic blocks had horizontal movements in the Phanerozoic, and the process influenced the folded frame. The blocks movements were differentiated in terms of the rate, amplitude and vector. On the whole, the structure of the fold belt is derivative of the movements and interaction of platforms, its parts resulting from the interaction of separate blocks of the basement. УДК 551.24.01

#### новые доказательства теории тектоники плит

#### © 1994 г. П. Н. Кропоткин, В. Н. Ефремов

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 29.10.92 г.

Измерения, выполненные методами лазерной спутниковой геодезии и интерферометрии на сверхдлинной базе, указывают на взаимное перемещение литосферных плит со скоростью до 2 - 9 см/год. Они вполне согласуются с новейшей моделью кинематики плит, рассчитанной на основании скорости спрединга в срединно-океанических хребтах и других геологических данных. Сейсмическая томография позволила уточнить форму литосферных плит в зонах субдукции и проследить их погружение в нижнюю мантию до глубины 1350 км. Такое погружение возможно вследствие увеличения плотности плит при выплавлении и удалении из них основных и кислых магм, формирующих кору континентов. Мировые гравиметрическая и геотермическая карты и изучение горячих точек подтверждают теорию конвекции в мантии, вероятно связанной с изменениями радиуса Земли.

Концепция мобилизма, разработанная А. Вегенером в 1915 - 1929 гг. [2] как теория дрейфа материков, получила в 1960-х годах дальнейшее развитие в теории тектоники литосферных плит. В ней рассматривается движение более обширных квазижестких блоков, включающих в себя не только материки, но и примыкающих в себя не только материки, но и примыкающие к ним обширные области с корой океанического типа. Такие плиты, как Тихоокеанская, Наска, Кокос (рис. 1), целиком состоят из литосферы океана [6, 10, 12, 15]. В 1987 - 1989 гг. в США и в Париже были проведены симпозиумы, посвященные 25-летнему юбилею и итогам всесторонней разработки этой теории [31, 37].

Основу теории тектоники плит составляют высказанные в 1961 - 1962 гг. идеи Г. Хесса и Р. Дитца о разрастании (спрединге) коры на срединных хребтах океанов и поглощении океанической коры в глубоководных желобах, приуроченных к наклонным, уходящим в мантию сейсмофокальным зонам Беньофа. В 1963 г. Ф. Вайн и Д. Мэтьюз опубликовали статью, в которой чередование полос положительных и отрицательных магнитных аномалий, параллельных срединноокеаническим хребтам, получило простое объяснение в свете палеомагнитных данных о чередовании эпох нормальной и обратной полярности магнитного поля Земли. Тем самым был доказан спрединг океанического дна и, с учетом данных бурения в океанах, стала возможной датировка возраста коры всех океанов.

С 1968 г., с появлением работ Дж. Моргана, Кс. Ле Пишона, Б. Айзекса и Л. Сайкса, тектоника плит стала количественной, математически обоснованной теорией. По данным о спрединге и об ориентировке трансформных разломов в ней определялось перемещение плит как жестких блоков, не испытывающих у поверхности значительных деформаций. На сфере оно выражается как вращение блоков относительно фиксированных точек – полюсов вращения Эйлера. Сначала были рассчитаны скорости и направления таких перемещений для шести главных плит, а в последней модели, опубликованной в 1990 г., – для 12 литосферных плит [19].

Несмотря на успешное развитие теории тектоники плит до последнего времени высказывались сомнения относительно физической возможности процесса субдукции литосферных плит, обоснованности масштабов и скорости их горизонтальных перемещений и делались попытки объяснения дрейфа материков на основе гипотезы о значительном расширении Земли в течение мезозоя и кайнозоя. Эти сомнения и альтернативные взгляды были сформулированы В.В. Белоусовым, С. Кэри, Ю.В. Чудиновым [16], В.Ф. Блиновым в 1977 г., И. Штейнером в 1977 г., Л. Кингом в 1983 г., Ф. Ахмадом в 1988 г., Дж. Скалера в 1990 г. и другими исследователями. Однако несостоятельность предположений о значительном расширении Земли доказывается палеомагнитными данными и энергетическими расчетами, как это показано нами в другой статье [8]. За время, прошедшее с начала девона, отклонения величины радиуса Земли в ту или другую сторону от современного значения не превышали 5 - 6%.

За последние 10 лет появились новые бесспорные подтверждения теории тектоники плит, позволяющие считать дискуссию о ее достоверности уже ненужной. Это, во-первых, точнейшие геодезические измерения взаимного перемещения плит, которое происходит в настоящее время. Вовторых, это результаты исследования зон субдукции методами сейсмической томографии. Они позволили проследить трехмерное изображение погруженных плит на глубину до 800 км, а местами и глубже. Третье косвенное доказательство вытекает из анализа мировой карты возраста земной



**Рыс.** 1. Разделение земной поверхности на литосферные плиты, принятое в модели NUVEL-1, и их движение за последние 10 млн. лет в системе отсчета, связанной с горячими точками (стрелки, длина которых пропорциональна скорости движения плит).

Пунктиром отмечены границы плит, нечеткие вследствие деформаций океанической коры. Цифрами указаны плиты: 1 – Тихоокеанская, 2 – Северо-Американская, 3 – Южно-Американская, 4 – Евразнатская, 5 – Африканская, 6 – Австралийская, 7 – Антарктическая, 8 – Кокос, 9 – Наска, 10 – Карибская, 11 – Аравийская, 12 – Индийская, 13 – Филиппинская, 14 – Хуан-де-Фука (по [19, 22]).

коры в океанах и палеотектонических реконструкций [28, 29, 39]. Возраст коры определяется с учетом детально разработанной магнитно-стратиграфической шкалы, в которой для последних 170 млн. лет выделено 295 эпох нормальной и обратной полярности, и палеонтологических определений по кернам бурения в океанах [6, 14]. Установлено, что в глубоких частях современных океанов нет коры с возрастом, более древним, чем средняя или ранняя юра (170 - 180 млн. лет). Юрская кора сохранилась на небольших площадях в Тихом океане к востоку от Филиппинских островов, в Индийском океане к северо-западу от Австрални и в Атлантическом – у берегов Африки и Северной Америки. Спрашивается, где же кора, существовавшая в океанах в триасе, палеозое и докембрии?

Анализ мировой карты возраста коры океанов, опубликованной В.Е. Хаиным [15], О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым [14] по материалам Р. Ларсона и др. [29], дает ясный ответ на этот вопрос. На ней видно, например, у западного побережья Южной Америки, что полосы океанической коры различного возраста срезаны на границах плит, где они погружаются под континент в зонах глубоководных желобов. Таким образом, перекрытие древней океанической коры континентальными окраинами соседних литосферных плит в процессе субдукции вытекает из элементарного анализа геологической карты.

Обобщения геофизических данных: гравиметрическая карта Мирового океана [3] и геотермическая карта мира [4] – согласуются с физическими моделями тектоники литосферных плит, основанными на представлениях о конвекции в мантии Земли. С кинематикой плит тесно связана глобальная картина ориентации напряжений в земной коре. Она выяснена в основных чертах из анализа смещений в очагах землетрясений (по особенностям распространения сейсмических волн) и обобщения результатов измерения напряженного состояния горных пород в рудниках и скважинах. Горизонтальное сжатие, достигающее 1000 -2000 бар на конвергентных границах плит (Альпийско-Гималайский пояс, зоны глубоководных желобов и островных дуг Тихоокеанского пояса) и 100 - 500 бар во внутренних частях плит, обычно ориентировано в том же направлении, что и вектор современного движения плиты [9, 41].

Рассмотрим теперь более подробно геодезические доказательства перемещения литосферных плит и сейсмологические доказательства субдукции.

Геодезические измерения взаимного перемещения станций, расположенных на разных плитах, выполненные за 1978 - 1988 гг., сопоставляются в ряде новейших работ с моделью кинематики литосферных плит, опубликованной в 1990 г. и основанной на геологических и сейсмологических данных [19]. Движение плит в таких моделях



Рыс. 2. Геодезические определения скорости (см/год) сближения (-) или удаления (+) одной от другой пар станций спутниковой лазерной геодезии *LAGEOS*, расположенных в стабильных тектонических областях на разных плитах (вертикальная шкала), в сопоставлении с предсказанными в модели NUVEL-1 (горизонтальная шкала по [17]).

Прямая линия соответствует полному согласию геодезических данных с модельными расчетами.

вычисляется математически, с определением эйлеровых полюсов их вращения, по ширине зон спрединга, ориентировке трансформных разломов, пересекающих срединно-океанические хребты, и ориентировке смещений, происходящих в очагах землетрясений на этих разломах. Направление взаимного перемещения расходящихся литосферных плит совпадает с ориентировкой трансформных разломов и смещений в очагах землетрясений и ориентировано перпендикулярно к направлению на полюс вращения обеих плит.

Первые модели кинематики плит были рассчитаны по таким данным Кс. Ле Пишоном в 1968 г., К. Чейзом, Дж. Минстером и Т. Джорданом в 1978 г. Ч. Де Метс, Р. Гордон, Д. Аргус и С. Штейн опубликовали новую, наиболее обоснованную и точную модель NUVEL-1 [19]. В ней учтены взаимные перемещения двенадцати литосферных плит за последние 3 млн. лет. Это 7 крупных плит – Тихоокеанская, Северо-Американская, Южно-Американская, Евразиатская, Африканская, Австралийская и Антарктическая и 5 небольших – плиты Кокос, Наска, Карибская, Аравийская и Индийская. По двум выделенным ими плитам: Филиппинской и Хуан-де-Фука – подсчеты не были выполнены (рис. 1). Границы между Северо-Американской и Южно-Американской и между Индийской и Австралийской плитами проведены в этой модели по середине довольно обширных зон деформации океанической коры и рассматриваются как "диффузные", нечеткие.

В общей сложности для подсчетов было использовано 277 определений скорости спрединга на срединно-океанических хребтах (по ширине полос магнитных аномалий), 121 определение направления движения плит по азимутам трансформных разломов и 724 вектора смещений в очагах землетрясений [27]. Таким образом, была построена картина горизонтального движения блоков земной коры, которую можно сравнить с геодезическими данными о перемещении фиксированных пунктов – станций на материках и островах, расположенных на разных литосферных плитах.

Точность геодезических измерений, достаточная для этих целей, была достигнута за последние 15 лет при использовании спутниковых лазерных наблюдений и при измерениях методом интерферометрии на сверхдлинной базе. Так, например, расстояние между Европой и Северной Америкой удается определить с точностью до одного сантиметра [27]. В спутниковой геодезии используется находящаяся на земле станция, которая посылает лазерный сигнал к специально оборудованному спутнику с отражающим устройством LAGEOS. По времени прохождения сигнала к спутнику и обратно очень точно определяют расстояние до спутника, а затем и позицию станции. В настоящее время суммированы и сопоставлены с моделью NUVEL-1 результаты таких наблюдений, выполненных на 22 станциях, расположенных на 7 главных плитах, за 10 лет (1978 - 1988 гг.) и за 5 лет (1984 - 1988 гг.) [17, 34]. Отличное совпадение геодезических данных с моделью, разработанной на основе теории тектоники плит, подтверждает эту теорию (рис. 2). Скорости движения станций мало отличаются от вычисленных по этой модели и близко совпадают с ними по направлениям смещений. Коэффициент корреляции между моделью и результатами измерений составляет в среднем 0.98. Более значительные отклонения отмечены по станциям, расположенным в складчатых областях у краев литосферных плит: в Калифорнии, Японии и Перу. Это связано с тем, что земная кора в таких районах подвергается тектоническим деформациям, тогда как в модели, по которой рассчитаны перемещения, литосферные плиты считаются жесткими, не испытывающими деформаций у поверхности Земли.

По данным спутниковой геодезии, Северная Америка удаляется от Европы со скоростью 2 -2.3 см в год, расстояние между Северной Америкой (Калифорнией) и Японией сокращается на 3.4 см/год, между Гавайями и стровами и Японией – на 6.4 см/год, между Гавайями и двумя станциями в Австралии – на 6.6 - 9.0 см/год. В то же время увеличивается на 3.6 см/год расстояние между Калифорнией и станцией Арекипа на побережье Южной Америки в Перу, а расстояние между островом Пасхи, расположенным на плите Наска, и станцией Арекипа сокращается на 6.3 см/год. Тихоокеанская плита, включающая южную часть побережья Калифорнии и Калифорнийский полуостров, смещается со скоростью 4.7 см/год к северо-западу по отношению к Северо-Американской плите. Большую часть этого сдвига между плитами поглощает смещение по разлому Сан-Андреас со скоростью 3.4 см/год. Такая скорость определена по наземным геодезическим измерениям и по смещению русел, пересекающих разлом, за 13000 лет. Остальная часть сдвигового смещения между плитами реализуется на второстепенных разломах, субпараллельных разлому Сан-Андреас, и в деформациях с вращением блоков [23].

Другой весьма точный геодезический метод, использованный для оценки перемещений литосферных плит, – интерферометрия на сверхдлинной базе. С помощью интерферометрии измеряются расстояния между парами радиотелескопов, принимающих излучение из космоса от внегалактических объектов. Полученные результаты вполне согласуются с теми, которые рассчитаны по лазерным спутниковым измерениям и предсказывает тектоника плит [38].

Скорость субдукции Индийской плиты под Евразиатскую на границе, проходящей в Гималаях, определяется как 4.6 см/год, плиты Наска под Анды Южной Америки – около 8 см/год [19]. Часть встречного движения плит поглощается внутри них в подвижных поясах при складчатых деформациях и надвигах. Возникает необходимость выделять внутри крупных плит, указанных на рис. 1, более мелкие микроплиты и блоки, характеризующиеся различными скоростями и направлениями движений. Скорости перемещения одних из этих блоков относительно других обычно не превышают 1 см/год. В составе Евразиатской плиты Л.П. Зоненшайн выделяет 12 плит и микроплит меньшего размера – Афганскую, Памирскую, Тибетскую, Джунгарскую, Алашаньскую, Монгольскую, Ордосскую, Амурскую, Охотоморскую, Китайскую, Индокитайскую, а также несколько более мелких блоков [5]. В юго-западной части Евразиатской плиты, где она примыкает к Аравийской, Д. Маккензи выделил 7 микроплит – Эгейскую, Черноморскую, Турецкую, Южно-Каспийскую, Иранскую, Лутскую и Афганскую. Таким образом, детализация кинематики литосферных плит, которые лишь в первом приближении можно рассматривать как монолитные жесткие блоки, приводит к представлениям, близким к теории геоблоков Л.И. Красного [7].

Принятые в тектонике плит границы, проходящие в наиболее сейсмичных поясах главным образом по осям срединно-океанических хребтов и в глубоководных желобах, не всегда являются достаточно определенными. В рассматриваемой модели (рис. 1) выделены расплывчатые, нечеткие границы Северо- и Южно-Американской плит и Индийской и Австралийской плит, о которых уже упоминалось. Слабо обоснована в ней граница Евразиатской и Северо-Американской плит, которая проходит в северо-восточной Азии от осевой зоны спрединга в хребте Гаккеля (Северный Ледовитый океан) к глубоководному желобу, протягивающемуся вдоль Алеутских островов. Трудность в проведении этой границы связана с тем, что она проходит через эйлеров полюс вращения обеих плит, который находится приблизительно на 68° с.ш., 137° в.д. [10]. Вблизи полюса вращения скорость удаления одной из этих плит от другой (на отрезке границы, расположенном к северо-западу от него) или их сближения (на противоположном отрезке) является минимальной, порядка 0.1 см/год, а у самого полюса вращения она равна нулю. Такая небольшая скорость недостаточна для образования зон субдукции, надвигов или раздвигов с высокой сейсмичностью, по которым распознаются границы плит. В данном случае границу все же удается частично проследить от губы Буорхая через новейшие грабенообразные впадины (Кендейскую, Омолойскую, Момо-Селенняхскую) к Пенжинской губе [5] по линии, отличающейся от границы, изображенной на рис. 1.

На рис. 1 показаны векторы скорости движения плит в системе отсчета, связанной с горячими точками. К их числу относятся Гавайские и Галапагосские острова в Тихом океане, о. Святой Елены и о. Гоф в Атлантическом океане и многие другие вулканические острова. Скорости плит рассчитаны для интервала времени, охватывающего последние 10 млн. лет, по такой же методике, как в рассмотренной модели [22]. Видно, что плиты удаляются от срединно-океанических хребтов и сближаются в зонах коллизии – Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском подвижных поясах. Складчатость происходит в основном над зонами субдукции и при смещениях микроплит.

Предполагается, что магматические комплексы горячих точек возникают при подъеме вещества из глубоких неподвижных слоев нижней мантии. Подъем происходит настолько быстро, что движение мантийных струй почти не отклоняется от вертикали под действием конвекционных течений. Поэтому считается, что связанная с ними система отсчета позволяет определить абсолютные перемещения литосферных плит. Изучению плюмов (мантийных диапиров), над которыми возникают горячие точки, посвящено за последние годы много работ. Выяснены особенности их геохимии – значительная роль щелочных базальтов, повышенное содержание титана, калия и некоторых редкоземельных элементов. Сделаны оценки превышения температуры плюмов над температурой окружающей их мантии. Оно составляет 200 - 250°С; этого достаточно для частичного плавления вещества плюмов и обособления поднимающейся из них специфической базальтовой магмы.



Рис. 3, Профили сейсмической томографии поперек Курильской (А) и Марианской (Б) дуг по [35].

Отношение горизонтального и вертикального масштабов 1: 1. Указаны изолинии аномального повышения скорости продольных воли  $V_p$  по отношению к значению, характерному для мантии в целом на соответствующей глубине. В пределах плит, погруженных в мантию в процессе субдукции, превышение скорости в осевой части составляет от 1 до 3%  $V_p$ . Точки – очаги сильных землетрясений.

Сейсмологические доказательства субдукции сводились раньше главным образом к определению наклона сейсмофокальных зон Беньофа и к оценке той глубины, до которой, судя по распределению глубокофокусных землетрясений, они проникают в мантию. Наклон сейсмофокальных зон варьирует от 20° (под Андами Южной Америки, в верхней части зоны) до 70° (Марианская дуга), большею частью составляя 40° - 50°, а глубина проникновения в мантию – от 200 - 300 км (Критская дуга в Средиземноморье, дуги Алеутская и Антильская) до 600 - 700 км вблизи дуги Зондских островов и у большинства сейсмофокальных зон Тихоокеанского пояса. Реальные очертания погружающихся плит, их толщина и ограничения в нижней части оставались неизвестными.

Сейсмическая томография, получившая развитие за последние 10 - 15 лет, позволила ответить на эти вопросы. Погруженные при субдукции литосферные плиты обычно имеют температуру на 500 - 750°С более низкую, чем окружающая мантия и соответственно более высокую плотность. Так как скорость распространения сейсмических волн возрастает с увеличением плотности, погруженные плиты характеризуются аномальным повышением скорости волн по сравнению со скоростью в верхней мантии на таком же уровне глубины. Обычно скорость прохождения сейсмических волн повышена в них на 0.5 - 3.5%. Определяя в трехмерном пространстве контуры таких аномалий, сейсмическая томография позволяет как бы увидеть реальные очертания погруженных плит, их форму и степень проникновения на глубину.

На рис. 3 профили, построенные через Курильскую (А) и Марианскую (Б) дуги, показывают изолинии аномального превышения скорости волн в мантии. Указано также расположение очагов землетрясений, которые сосредоточены главным образом в средней, осевой части наклонных плит. Видно, что погруженные плиты имеют толщину 120 - 150 км и отчетливо прослеживаются до глубины 690 - 720 км, то есть глубже, чем очаги землетрясений. Они наблюдаются здесь только до 600 км [35]. Используя волны от глубокофокусных землетрясений и температурное моделирование, К. Кригер и Т. Джордан проследили скоростные аномалии погруженных плит на значительно большую глубину в нижнюю мантию. Это было показано для Марианской дуги, где видно, что погружение плиты под углом 60° - 70° переходит на глубине 300 км в погружение по вертикали, которое и наблюдается до глубины 1350 км. Проникновение плит на глубину более 1000 км было обнаружено также на продолжении Курило-Камчатской, Японской и Идзу-Бонинской сейсмофокальных зон [18]. В зоне субдукции у островов Тонга литосферная плита прослежена на глубину 850 км и испытывает некоторую деформацию на глубине 650 км. Здесь она пересекает барьер, соответствующий резкому возрастанию скорости сейсмических волн в переходном слое (420 - 670 км). Этот слой рассматривается как граница верхней и нижней мантии [20, 21].

Оказалось, что и в зонах с менее значительной глубиной сейсмичности можно проследить субдукцию плит ниже уровня самых глубоких очагов землетрясений. Так, например, литосферная плита вблизи острова Крит, погружающаяся под литосферу Эгейского моря, характеризуется сейсмичностью только в верхних 200 км, но прослеживается по аномалиям скорости волн на глубину не менее 600 км [36].

Сейсмическая томография показывает в нижней мантии на глубине от 1300 до 2300 км широкий кольцеобразный пояс в Тихоокеанской области, в котором скорости волн повышены на 0.3% и соответственно повышена плотность мантии. Средняя линия в этом кольце проходит под зонами субдукции Тихоокеанского подвижного пояса и восточной Антарктидой. Поэтому Дж. Вудхауз и А. Дзевонский полагают, что кольцевая зона повышенных плотностей в нижней мантии связана с погружением в нее материала литосферных плит, испытавших субдукцию [30].

В то же время Р. Жанлоз [26], П. Силвер [32] и другие исследователи подчеркивают трудности в проблеме конвекции, которые связаны с наличием плотностного барьера на глубине 670 км, препятствующего субдукцин. На этой глубине в переходном слое мантии происходит значительное возрастание плотности. Оно связано частью с переходом оливина в шпинелевую фазу и пироксена – в ильменитовую и перовскитовую, частью с изменением химического состава (увеличением содержания FeO в минералах). Если бы погружение литосферных плит было обусловлено только повышением их плотности при охлаждении у поверхности (под дном океана), то по мере того, как плиты прогреваются на глубине, их проникновение через барьер было бы невозможно. В этом случае разность в плотностях погружающейся плиты и мантии ниже переходного слоя упала бы до нуля и плита не могла бы тонуть в нижней мантии.

Эти трудности можно преодолеть только в том случае, если кроме тепловой конвекции принять во внимание основной процесс формирования коры материкового типа – химико-плотностную дифференциацию в мантии, и прежде всего в самих литосферных плитах, погружающихся в процессе субдукции. Такая дифференциация происходит под островными дугами и складчатыми областями коллизионных зон, расположенных над погружающимися литосферными плитами.

Основная идея о связи процессов конвекции и химико-плотностной дифференциации в мантии была сформулирована Э. Краусом еще в 1959 г. [25]. По Краусу, отделение дериватов кислого (граниты), среднего и основного состава из мантии, имеющей ультраосновной состав, происходит на значительной глубине в подвижных поясах в связи со сжатием. В поверхностных слоях сжатие проявляется в образовании складок и надвигов. Массы мантийного материала, лишившиеся легких компонентов, становятся тяжелее, чем мантия в окружающей среде, и опускаются вниз, создавая конвергентные нисходящие потоки подкоровых течений. Легкие компоненты поднимаются вверх и формируют земную кору.

Как заметил К. Вадати в 1935 г., а затем подчеркнул А.Н. Заварицкий в 1946 г., в тех местах, где сейсмофокальные зоны погружены на глубину 100 - 180 км, над ними наблюдается интенсивный вулканизм андезитовой серии – базальты, андезиты, дациты и риолиты. Это характерно как для островных дуг, так и для материковых областей, под которые погружаются литосферные плиты в процессе субдукции, например в Андах или в Каскадных горах, под которые уходит плита Хуан-де-Фука. Х. Куно в 1966 г., Дж. Дьюи и Дж. Берд [12], О.Г. Сорохтин и Л.В. Дмитриев [13], Т. Хатертон и В. Диккинсон показали, что магмы этих вулканических поясов выплавлены из погруженной при субдукции плиты [10]. "Островные дуги можно рассматривать как зародыши новой континентальной коры, которые, причленяясь к континентам, наращивают их площадь... Известково-щелочной (андезитовый) вулканизм возникает в тех случаях, когда океаническая пластина погрузилась на глубину не меньше 150 км. Ее следует принять как возможную для оценки глубины первичных источников магмы под островными дугами", – считает Л.П. Зоненшайн [5, с. 64, 65].

Согласно В. Гамильтону и В. Диккинсону, в погружающихся плитах происходит выплавление не только андезитов и базальтов, но и кислых магм, образующих батолиты гранодиоритового состава, характерные для складчатых поясов [10]. В Андах и вулканическом поясе мелового возраста, протягивающемся у берегов Японского и Охотского морей, существовали в прошлом подобные условия. Литосферные плиты погружались в процессе субдукции под эти вулканические пояса. Эрозия теперь здесь вскрыла цепи гранитных батолитов, показывая, что вблизи коллизионной границы плит происходило выплавление кислой магмы.

Таким образом, литосферные плиты, погружаясь на значительную глубину, утрачивают легкие компоненты при выплавлении тех дериватов, из которых образуются магмы основного, среднего и кислого состава, уходящие вверх. В результате на глубине 100 - 180 км плиты изменяют свой состав в сторону большей основности. Они теряют SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, щелочи и приобретают плотность, достаточно высокую для того, чтобы затем погрузиться в нижнюю мантию в качестве более тяжелого тела.

Общая картина конвекции в мантии вырисовывается в результате геофизических исследований последнего времени как круговорот вещества, захватывающий не только верхнюю, но и нижнюю мантию вплоть до самых глубоких ее слоев [26, 30 - 32, 37]. Но в зарубежных исследованиях продолжает доминировать гипотеза тепловой конвекции без учета механизма химикоплотностной дифференциации, охарактеризованного выше. В качестве источника энергии рассматривается распад радиоактивных элементов в ядре Земли и в нижней мантии. Однако такой механизм конвекции, по-видимому, недостаточен для того, чтобы обеспечить энергетику сейсмических и тектонических процессов. Можно согласиться с мнением Е.В. Артюшкова, что "тепловая конвекция лишь сопровождает химическую конвекцию, связанную с дифференциацией по плотности" [1, с. 136].

Не вызывает сомнения подъем наименее плотного, наиболее нагретого и пластичного материала астеносферы в зонах спрединга на срединных хребтах океанов. Присутствие неплотного мантийного материала на глубинах до 50 - 100 км доказывается гравитационными аномалиями в редукции Гленни в осевых зонах Срединно-Атлантического хребта, Восточно-Тихоокеанского поднятия и в некоторых частях Индийского океана [3]. Аномалии силы тяжести составляют в этих областях 150 - 250 мГал, тогда как в остальных частях Мирового океана, за вычетом шельфов, они варьируют от 250 - 300 до 400 мГал. Таким образом, аномалии, отрицательные по отношению к среднему уровню гравитационного поля океана в этой редукции (около 300 мГал), отчетливо связаны со срединно-океаническими хребтами и указывают на дефицит плотности масс.

Еще более отчетливо прослеживается на геотермической карте мира связь зон наиболее высокого теплового потока (более 100, местами до 300 - 380 мВт/м<sup>2</sup>) со срединными хребтами Атлантического, Северного Ледовитого, Индийского и Тихого океанов [4]. Все это не оставляет сомнения в том, что пониженная плотность верхних слоев мантин в этих зонах связана с повышенной ее температурой, обеспечивающей выплавление базальтовой магмы. Аномально низкая скорость поперечных сейсмических волн, указывающая на пониженную плотность мантии, наблюдается на глубине 20 - 60 км под срединными океаническими хребтами и значительно ниже, на глубине 100 - 200 км, под горячими точками плюмов, имеющих нижнемантийное происхождение [40].

В процессе спрединга непрерывно образуется новая океаническая кора на суммарной площади 2.9 км<sup>2</sup> в год. Приблизительно такая же по площади часть океанической коры исчезает ежегодно в зонах субдукции. При этом, по подсчетам Т. Джордана, поглощается около 300 км<sup>3</sup> литосферы в год [26]. Такой же баланс, как по площади коры в зонах спрединга и субдукции, должен иметь место и в объемах нисходящих и восходящих течений в мантии. В сплошной среде, какой она является, должен при конвекции проходить снизу вверх через любую сферическую поверхность, соответствующую некоторому уровню глубины, такой же объем вещества, какой проходит через нее сверху вниз в единицу времени. Если погружающиеся в процессе субдукции литосферные плиты доходят до глубоких слоев нижней мантии, то из них вверх должен происходить подъем вещества в таких же объемах. Это мантийные струи и диапиры, образующие при поднятии в верхнюю мантию те плюмы и горячие точки, о которых было сказано выше. Сейчас, по данным сейсмической томографии, получены указания на их зарождение в самых глубоких слоях мантии.

На глубине 2750 км, то есть всего лишь на 140 км выше границы ядра, обнаружены скоростные и плотностные неоднородности. Здесь выделяются, главным образом в южном полушарии, обширные области, в которых скорость продольных и поперечных волн понижена по отношению к средней величине. Понижение скорости местами достигает 0.5 - 1% и свидетельствует о заметном понижении плотности. При этом обнаруживается корреляция таких областей разуплотненной нижней мантии с распределением горячих точек у поверхности Земли. Проекции 36 (из общего количества 45), то есть 80%, горячих точек приходятся на области с пониженной скоростью, а проекшии большинства остальных точек попадают в районы со слабо повышенными скоростями, тяготеющие к краям тех же областей менее плотной нижней мантии. Тот факт, что горячие точки обычно находятся как раз над теми областями нижних слоев нижней мантии, где по особенностям химизма или вследствие более высокой температуры ее плотность понижена, рассматривается Дж. Вудхаузом и А. Дзевонским как веский аргумент в пользу глубинного происхождения магмы плюмов и горячих точек, предложенной В. Морганом в 1971 г. [30].

Новейшие данные сейсмической томографии свидетельствуют в пользу моделей сквозной конвекции, которая связывает геодинамические процессы, происходящие у поверхности Земли, с процессами в нижней мантии. Это не исключает, однако, конвекцию, происходящую в рамках верхней мантии, а также двухъярусную конвекцию, обоснованную Л.И. Лобковским [11].

На эти процессы, стимулируя их в связи с выжиманием снизу вверх наиболее пластичного (более нагретого или отличающегося по своему химизму) вещества в мантии под действием тангенциального сжатия, может быть, влияют знакопеременные изменения радиуса Земли [8,9]. На глобальный механизм накопления и высвобождения сжимающих напряжений указывают результаты сравнительных исследований, недавно опубликованные шведскими сейсмологами.

Сопоставлялись кривые изменения количества сейсмической энергии Е, освобождавшейся ежегодно в течение 1917 - 1987 гг. в коре Восточно-Европейской платформы в пределах Фенноскандии (сжатие кратона, имеющего жесткие корни глубиной более 200 км) и в северной части Срединно-Атлантического хребта между 40° и 80° с.ш., главным образом при подвижках на трансформных разломах, на небольшой глубине [33]. Эти кривые, показывающие изменение суммарной энергии землетрясений, осредненной по пятилетним интервалам, обнаруживают высокую степень корреляции между собой, а также сходство с кривой изменения суммарной энергии землетрясений земного шара, построенной Х. Канамори [24]. Она в основном отражает сейсмичность, происходившую в совершенно иной обстановке, чем в первых двух случаях, а именно в обстановке сильнейшего сжатия и субдукции плит в пределах Тихоокеанского пояса. На всех трех кривых количество сейсмической энергии изменяется от минимумов к максимумам в 40 - 100 раз. В 1940 - 1946 гг. наблюдается понижение энергии, на 1947 - 1950 гг. приходится минимум Е, затем в 1951 - 1960 гг. подъем и снова понижение до 1970 - 1973 гг.

Эти данные говорят о том, что, несмотря на большие различня в характере тектонических процессов в различных регионах, на высвобождение энергии упругих деформаций при землетрясениях влияют какие-то общие, глобальные причины. Может быть, они связаны с изменениями радиуса Земли при знакопеременных вариациях величины гравитационной постоянной, по Р. Дикке [9].

Таким образом, обзор результатов геофизических и геодезических исследований последнего времени показывает, что они внесли много нового в понимание геодинамических процессов. Основу этих процессов составляют горизонтальные перемещения литосферных плит, рифтообразование и спрединг в зонах расхождения и складчатость и субдукция в зонах их сближения, где происходит сокращение поверхности земной коры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
- 2. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
- 3. Гайнанов А.Г., Левин Л.Э., Сажина Н.Б. Новые гравиметри неские карты // Сов. геология. 1991. № 1. С. 76 85.
- Геотермическая карта мира. Масштаб 1 : 45000000 / Под ред. А.А. Смыслова, У.И. Монсеенко. Л.: М-во геологии СССР. ВСЕГЕИ, 1988.
- 5. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 430 с.
- Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики – новый взгляд // Сов. геология. 1992. № 2. С. 13 - 26.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Изменение радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 1992. № 4. С. 3 - 14.
- 9. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3 - 24.
- 10. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
- 12. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. 472 с.
- Сорохтин О.Г., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Возможный механизм образования земной коры // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 319 - 322.
- 14. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
- Хаин В.Е. Вторая молодость древней науки // Природа. 1987. № 1. С. 20 - 35.
- Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника. М.: Недра, 1985. 248 с.

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 1994

- 17. Biancale R., Cazenave A., Dominh K. Tectonic plate motions derived from LAGEOS // Earth and Planet. Science Letters. 1991. V. 103. № 1 - 4. P. 379 - 394.
- Creager K.C., Jordan T.H. Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of the Northwest Pacific // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № 3. P. 3579 - 3589.
- De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Internat. 1990. V. 101. № 2. P. 425 - 478.
- Fischer K., Creager K.C., Jordan T.H. Mapping the Tonga slab // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № 9. P. 14403 - 14427.
- Fischer K., Jordan T.H. Seismic strain rate and deep slab deformation in Tonga // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № 9. P. 14429 - 14444.
- Gordon R.G., Jurdy D.M. Cenozoic global plate motions // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № 12. P. 12389 - 12406.
- 23. Hudnut K.W. Geodesy tracks plate motion // Nature. 1992. V. 355. № 6362. P. 681.
- 24. Kanamori H. Quantification of earthquakes // Nature. 1978. V. 271. № 5644. P. 411 - 414.
- 25. Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin: Akademie-Verlag, 1959. 286 s.
- Mantle convection. Plate tectonics and global dynamics / Ed. W.R. Peltier. N.-Y.-London: Gordon and Breach Science Publishers, 1989. P. 881 + VIII.
- 27. Minster J.-B. New plates, rates and dates // Nature. 1990. V. 346. № 6281. P. 218 - 219.
- Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1991. V. 87. № 1 - 4. P. 493 - 501.
- Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1 - 4. P. 27 - 48.
- Seismic tomography and mantle convection / Ed. R.K. O'Nions, B. Parsons. London: The Royal Society, 1989. P. 152 + V.
- Silver Anniversary of Plate Tectonics. Special issue // Tectonophysics. 1991. V. 187. № 1 - 3. 352 p.
- 32. Silver P.G., Carlson R.W., Olsen P. Deep slabs, geochemical heterogeneity, and the large-scale structure of mantle convection: Investigation of an enduring paradox // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1988. V. 16. P. 477 - 541.
- Skordas E., Meyer K., Olsson R., Kulhánek O. Causality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // Tectonophysics. 1991. V. 185. № 3 - 4. P. 295 - 307.
- Smith D.E., Kolenkiewisz R., Dunn P.J., Robbins J.W. et al. Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to LAGEOS // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № 13. P. 22013 - 22041.
- Spakman W., Stein S., Van der Hilst R., Wortel R. Resolution experiments for NW Pacific subduction zone tomography // Geophys. Research Letters. 1989. V. 16. № 10. P. 1097 - 1100.
- 36. Spakman W., Wortel M.J.R., Vlaar N.J. The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its geodynamic implications // Geophys. Research Letters. 1988. V. 15. № 1. P. 60 - 63.

- 37. Vigny C., Ricard Y., Froidevaux C. The driving mechanism of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 187. № 4. P. 345 - 360.
- Ward S.N. Pacific-North America plate motions: New results from very long baseline interferometry // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № 13. P. 21965 - 21981.
- 39. Weijermars R. Global tectonics since the breakup of Pangea 180 million years ago: Evolution maps and litho-

spheric budjet // Earth-Science Reviews. 1989. V. 26. № 2. P. 113 - 162.

- Zhang Yu-Sh., Tanimoto T. Ridges, hotspots and their interaction observed in seismic velocity maps // Nature. 1992. V. 355. № 6355. P. 45 - 49.
- 41. Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J. et al. Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989. V. 341. № 6240. P. 291 - 298.

### New Evidence of Plate Tectonics Theory

#### P. N. Kropotkin, V. N. Yefremov

The geodetic measurements made by satellite laser ranging and very long baseline interferometry show the displacements of lithospheric plates at a 2 - 9 cm/year velocity. This motion is fully consistent with the latest model of plate kinematics based on spreading rates on mid-oceanic ridges and other geological data. Seismic tomography provides a more precise definition of the shape of lithospheric plates in subduction zones and their submergence into the lower mantle down to 1350 km. Such a descent is possible owing to higher plate density during the smelting and removal of basic and acid magmas forming the crust of continents. Gravimetric and geothermic world maps and the study of hot spots support the theory of mantle convection which probably is tied to the change of Earth's radius.

#### удк 551.243.8(234.851) ГЛАВНЫЙ УРАЛЬСКИЙ РАЗЛОМ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

© 1994 г. Г. А. Петров\*, В. Н. Пучков\*\*

\*Уральская геологосъемочная экспедиция РГК "Уралгеология", г. Екатеринбург \*\*Институт геологии РАН, г. Уфа Поступила в редакцию 14.08.92 г.

Главный Уральский глубинный разлом на Северном Урале разделяет блоки, в пределах которых происходило формирование магматических и осадочных комплексов в различных условиях (палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы). Палеозойские комплексы палеоконтинентального сектора соответствуют геодинамической обстановке рифтогенного раскола и утонения субконтинентальной земной коры. Палеоокеанический сектор представлен двумя позднеордовикскими офиолитовыми сериями, сходными с комплексами обстановок перехода от островной дуги к желобу и основанию островной дуги. Главный Уральский разлом представляет собой зону смятия и ультрабазитовых протрузий с участками меланжа. Осадочные комплексы зоны разлома образованы в пределах котловины, располагавшейся между континентальным склоном и островной дугой. Зональность метаморфизма соответствует обстановке коллизии.

Главный Уральский глубинный разлом – одна из структур, важных для понимания геологического строения и эволюции Уральского подвижного пояса. Большинство исследователей, изучавших зону этого разлома, представляют ее как долгоживущий глубинный разлом, разделяющий образования миогеосинклинали и эвгеосинклинали, или как надвиговую зону, сопровождаемую меланжем, по которой соприкасаются комплексы палеоконтинентального и палеоокеанического секторов [9, 10, 18].

Изучение зоны Главного Уральского глубинного разлома производилось нами в районе рек Северная Тошемка-Тальтия, расположенном в пределах наиболее крупного промежутка между габброидными массивами Платиноносного пояса Урала (Чистоп и Денежкин Камень). Этот район включает и наиболее представительную часть Салатимского ультрабазитового пояса. В исследованном районе Северного Урала Главный Уральский глубинный разлом является границей, разделяющей разновозрастные магматические и осадочные комплексы, формировавшиеся на разных типах земной коры (субконтинентальной и субокеанической). Структурно-вещественным выражением глубинного разлома является зона смятия, сопровождаемая протрузиями ультрабазитов Салатимского пояса и фрагментами серпентинитового меланжа (рис. 1).

#### ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СЕКТОР

Раннепалеозойские комплексы палеоконтинентального сектора сходны с подобными образованиями Приполярного Урала, где они объединены в польинский комплекс [18]. Главное отличие изучаемого фрагмента зоны Главного Уральского глубинного разлома состоит в том, что на Северном Урале вместо толщи вишневых и зеленых филлитов (батиальные осадки подножия континентального склона) присутствует существенно базальтовая толща. Разрез палеозойских образований, примыкающих с запада к разлому, выглядит следующим образом.

1. Толща метаморфизованных кварцевых и аркозовых песчаников с прослоями гравелитопесчаников и алевролитов (1000 - 1500 м).

2. Толща метаморфизованных базальтов с прослоями песчаников и алевролитов (1500 - 2000 м).

Эти породы объединяются в саранхапнерскую свиту O<sub>1</sub>.

Аркозовые и кварцевые песчаники – наиболее распространенные осадочные породы. Разрезы их не имеют ритмичной слоистости, окатанность и сортировка зерен в породах различна, часто слабая, цемент базальный, кварцево-терригенный. Полоса метапесчаников протягивается на сотни километров (при мощности 1 - 1.5 км), не испытывая существенных изменений составов и структур. Учитывая эти данные, можно предположить, что песчаники саранхапнерской свиты образовались в условиях побережья с терригенной седиментацией ("линейная терригенная береговая линия") и шельфа [14, 21].

Осадки, встречающиеся среди базальтов, как правило, представлены светло-серыми метаалевролитами и метааргиллитами, реже отмечаются прослои кварцевых песчаников с хорошей окатанностью и сортировкой обломков. Это свидетельствует о большей удаленности области накопления осадков от источника сноса, хотя, учитывая отсутствие ритмичной слоистости, можно полагать, скорее всего, что породы образовались в условиях шельфа или мелководного бассейна.



Рис. 1. Схема геологического строения зоны Главного Уральского глубинного разлома на Северном Урале (составлена по материалам геологических съемок УГСЭ).

1 – позднепротерозойские образования; 2, 3 – саранхапнерская свита  $O_1$ : 2 – кварцитосланцы, 3 – метабазальты; 4 – осадочные породы зоны смятия; 5 – ультрабазиты салатимского комплекса; 6 – метабазальты лагортинского комплекса; 7 – комплекс параллельных диабазовых даек; 8, 9 – шемурская свита  $O_3 - S_1$ : 8 – нижняя, 9 – верхняя подсвиты; 10 – силурийские непрерывно дифференцированные вулканиты; 11 – габбронды: 1 – Чистопский, 2 – Помурский массивы; 12 – диориты; 13 – трахириолит-черносланцевая полоса; 14 – зона смятия и мегамеланжа; 15, 16 – поля распространения офиолитовых серий: 15 – высокотитанистой, 16 – низкотитанистой. I, II – Саумская и Шемурская вулкано-тектонические структуры.

Базальты в пределах палеоконтинентального сектора слагают толщу, примыкающую с запада к Главному Уральскому глубинному разлому, и небольшие мульды среди кварцитопесчаников. Мульдообразные структуры сопровождаются роями даек диабазов, вплоть до комплекса "дайка в дайке". В скринах этого комплекса на периферии вулканических депрессий можно наблюдать кварцитосланцы саранхапнерской свиты (р. Большая Тошемка). Небольшие (протяженностью менее 10 км) вулканические депрессии фиксируют, вероятно, побочные ветви главного рифта, располагавшегося восточнее и продуцировавшего мощную (до 2 км) толщу базальтов. Среди метабазальтов присутствует большое количество субмеридиональных даек диабазов; для них характерно наличие потоков подушечных лав и ранний зеленокаменный метаморфизм. Туфы в составе базальтовых толщ и красноцветные изменения отсутствуют. Эти особенности, а также выдержанность толщи по простиранию, однородный состав базальтов свидетельствуют о подводных условиях излияний и о трещинном их характере.

Химический состав базальтов палеоконтинентального сектора достаточно своеобразен. Это высокотитанистые, нормально- и субщелочные натровые, низкоглиноземистые (AI = 0.75) породы (табл. 1). На дискриминационных диаграммах (рис. 2) фигуративные точки составов метабазальтов саранхапнерской свиты ложатся в поля и на тренды составов пород океанических структур растяжения, как бы продолжая их в область больших содержаний Ті и Zr.

Содержания и отношения петрологически информативных элементов (табл. 2) показывают неоднозначную картину. Так, средние содержания Cr и Ni в изучаемых породах ниже, чем в океанических базальтах [11], отношения Ni/Co, V/Cr также не типичны для океанических пород, а Zr/Y и Ti/V – соответствуют значениям в базальтах срединно-океанических хребтов. Содержания Ті, Zr, P в базальтах саранхапнерской свиты выше, чем в толеитах срединно-океанических хребтов. Таким образом, составы базальтов палеоконтинентального сектора промежуточны между составами океанических и континентальных толеитов и более всего сходны с составами окраинноконтинентальных траппов, излияния которых предшествовали образованию рифта с океанической корой [7].

Характерные особенности осадочных и вулканических пород палеоконтинентального сектора позволяют предположить возможность их образования в обстановке мелководного морского бассейна (или шельфа), в условиях рифтогенного раскола и утонения континентальной коры.

Возраст пород саранхапнерской свиты на Северном Урале не известен. На Приполярном Урале в толще филлитовидных сланцев, примыкающей с запада к Главному Уральскому глубинному разлому, найдены остатки хитинозой, позволяющие предполагать раннеордовикский возраст пород [9].

В южной части рассматриваемого сегмента Главного Уральского глубинного разлома (реки Ивдель-Тальтия) параллельно зоне смятия и меланжа, в нескольких километрах к западу от нее (рис. 1), протягивается узкая полоса углеродистссерицит-кварцевых сланцев с линзами мраморизованных известняков.

#### ГЛАВНЫЙ УРАЛЬСКИЙ РАЗЛОМ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

Ме выборки	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K₂O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO2	Сумма
1	19	49.31	2.11	14.16	5.58	7.44	0.20	5.89	7.23	3.76	0.26	0.26	3.53	0.16	99.88
2	15	72.87	0.27	14.06	2.13	0.57	0.06	0.51	0.19	3.35	5.07	0.04	0.96	0.15	100.08
3	30	46.66	1.00	16.44	3.75	7.10	0.17	8.97	11.19	1.99	0.10	0.03	1.84	0.26	99.50
4	14	49.61	1.27	15.63	4.04	6.43	0.17	6.42	8.31	4.00	0.28	0.15	3.46	0.15	99.92
5	13	49.00	1.33	16.25	6.03	4.20	0.17	7.22	7.36	4.12	0.18	0.15	4.08	0.43	100.52
6	12	49.96	1.59	15.85	5.74	6.35	0.24	5.52	6.19	4.89	0.03	0.15	3.20	0.34	100.05
7	7	46.66	0.42	15.31	2.72	5.20	0.14	10.96	13.68	1.26	0.12	0.04	3.00	0.12	99.63
8	7	48.64	0.62	16.36	2.82	6.48	0.17	8.03	11.84	2.36	0.11	0.06	2.22	0.11	99.82
9	8	49.68	0.95	16.68	4.36	6.63	0.31	6.93	7.92	3.75	0.18	0.08	2.26	0.13	99.86
10	14	51.54	0.74	16.82	4.45	6.02	0.17	5.86	4.82	4.43	0.33	0.11	4.04	0.90	100.23
11	10	48.77	1.67	16.16	3.79	7.59	0.20	6.18	10.03	2.89	0.22	0.18	2.19	0.14	100.01
12	7	45.76	2.40	14.69	5.81	8.12	0.22	6.68	11.58	2.62	0.03	0.26	1.93	0.15	100.25
13	10	50.10	1.15	15.88	3.70	6.39	0.17	6.41	11.43	2.62	0.08	0.11	2.00	0.15	100.19
14	10	52.91	1.71	15.46	4.47	7.83	0.22	4.97	4.91	5.10	0.22	0.22	2.35	0.15	100.52
15	9	50.59	0.82	17.08	5.05	5.56	0.18	5.52	6.87	4.43	0.73	0.12	2.56	0.83	100.34
16	10	47.82	1.28	15.75	3.79	6.76	0.18	7.73	11.11	2.80	0.05	0.11	2.14	0.15	99.67

тоблина 1. Средние химические составы магматических пород зоны Главного Уральского разлома

Примечание. 1 – метабазальты саранхапнерской свиты; 2 – трахириолиты; 3 - 6 – аналоги лагортинского комплекса Полярного Урала: 3 – габбронды, 4 – днабазы, 5 – высокохромистые и 6 – низкохромистые базальты; 7 - 11 – офиолитовая серия Саумской структуры: 7 – габбро, 8 – днабазы ранней генерации, 9, 10 – базальты нижней и верхней подсвит шемурской свиты, 11 – днабазы поздней генерации дайкового комплекса; 12 - 16 – офиолитовая серия Шемурской структуры: 12 – габбро, 13 – днабазы ранней генерации, 14, 15 – базальты нижней и верхней подсвит шемурской свиты, 16 – днабазы поздней генерации дайкового комплекса.

Таблица 2.	Средние содержания	элементов (в г/т)	и индикаторные	отношения 1	в магматических	породах зон	ы
Главного У	ральского разлома						

<b>Ме выборки</b>	Cr	Ni	v	Co	Zr	Y	Sr	Rb	100FeO' FeO' + MgO	<b>A</b> ]'	Ni/Co	Zr/Y	Ti/V	V/Cr	Ti/Cr	Rb/Sr
1	100	66	457	58	157	51	177	7	67.90	0.75	1.14	3.08	27.79	4.57	127.0	0.040
2	He	He	He	He	He	He	33	57	83.0	4.38	He	He	He	He	He	1.727
	опр.	опр.	onp.	опр.	опр.	опр.					опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	
3	He	He	He	Hc	He	He	204	1	53.88	0.83	He	He	He	He	He	0.005
	onp.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.					опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	
4	320	194	237	36	132	49	205	10	61.07	0.93	5.39	2.69	32.15	0.74	23.81	0.01
5	293	114	208	55	86	31	231	5	57.15	0.93	2.07	2.74	40.00	0.82	32.82	0.022
6	30	36	289	62	93	46	17,0	4	67.61	0.90	0.61	2.17	31.13	10.79	335.7	0.024
7	667	222	233	44	16	12	153	5	41.20	0.81	5.05	1.33	10.73	0.35	3.75	0.033
8	195	130	107	25	50	24	216	4	52.90	0.94	5.20	2.08	34.58	0.55	18.97	0.019
9	173	63	174	32	63	31	159	6	60.36	0.93	1.97	2.03	32.76	1.01	32.95	0.038
10	21	39	368	54	45	22	225	9	63.12	1.03	0.72	2.05	13.32	15.62	233.3	0.040
11	140	78	213	33	129	48	207	7	64.03	0.92	2.36	2.69	46.15	1.52	71.34	0.034
12	31	23	523	50	50	32	229	6	66.65	0.71	0.46	1.56	27.53	16.87	464.5	0.026
13	<b>98</b>	80	311	46	68	32	193	9	60.26	0.96	1.74	2.13	22.19	3.17	70.41	0.047
14	32	20	224	37	171	42	111	2	70.52	0.89	0.54	4.07	45.98	7.00	321.88	0.018
15	18	20	290	30	51	24	254	2	64.68	1.06	0.67	2.13	18.28	16.11	294.4	0.008
16	256	234	507	58	75	41	189	8	57.78	0.88	4.03	1.83	15.19	1.98	30.08	0.042

Примечание. Номер выборок соответствуст номерам в табл. 1.



Рис. 2. Положение составов метабазальтов саранхапнерской свиты на диаграммах Ti-Zr [26] и Cr-Y [15]. 1 – метабазальты саранхапнерской свиты; 2 – шкала степени частичного плавления мантийного вещества. Поля составов базальтов: А – островодужных толентов, В – поле неопределенности, С – известково-щелочных, D – толентов срединно-океанических хребтов. I – базальты островных дуг; II – толенты срединно-океанических хребтов.

В районе р. Халь-Сори (в 1.5 км вверх по течению от ее устья) в береговых обнажениях, карстовых воронках и старых шурфах нами было найдено 5 точек с фаунистическими остатками. В 4 точках среди мраморизованных известняков были найдены обломки чашечки цистоиден из отряда *Regularia*, криноидеи *Apertocrinus* и *Fascicrinus sp.*, а также обломки стеблей кринондей ордовикского облика (определения В.С. Милицыной). Присутствие этого комплекса фауны позволяет предполагать среднеордовикский возраст пород.

В углеродисто-серицит-карбонатных сланцах, пространственно ассоциирующих с известняками, обнаружены следующие конодонты: Palmatolepis foliacea Youngquist, Palmatolepis subrecta Muller et Young., Palmatolepis proversa Muller et Ziegler, Palmatolepis cf. linguiformis Muller, Palmatolepis minuta elegantula Wang. et Ziegler, Polygnatus dubius Hinde, Polygnatus normalis Muller et Youngq., Polygnatus cf. denjleri Bischoff. et Ziegler, Polygnatus pennatus Hinde, Polygnatus decorosus Stauffer, Polygnatus aff. morgani Klapper et Lane, Icriodus symmetricus Br. et Mehl., Spathognatodus gradata Bryant, Bryantodus sp., Hindeodella sp. (определения Г.Н. Бороздиной), характерные для мендымского горизонта франского яруса позднего девона (зона gigas).

Полоса черных сланцев и известняков располагается среди метабазальтов саранхапнерской свиты, не переслаиваясь с ними. Углеродистые сланцы облекают линзы известняков и образуют в их краевых частях прослои, часто линзовидной и неправильной формы. Эти особенности, а также совмещение в пределах одной толщи разновозрастных пород позволяют отождествить ее с олистостромой, где олистолиты представлены среднеордовикскими известняками, а матрикс – позднедевонскими углеродистыми сланцами.

Вероятно, олистостромовая толща совместно с щелочными субвулканитами слагает пластину, причлененную с запада к ордовикским образованиям. Щелочные субвулканиты представлены телами трахириолитов, единичными дайками субщелочных кали-натровых габбро и пироксенитов и ореолами метасоматитов, несущими редкометалльную и полиметаллическую минерализацию. Метасоматиты развиваются как по известнякам, так и по углеродистым сланцам. Определение абсолютного возраста кислых вулканитов методом К-Аг изотопного разбавления (аналитик А.И. Степанов) дает цифру 338 ± 14 млн. лет (при содержании K = 4.28%). На основании этих данных можно предположить раннекаменноугольный или более древний возраст пород, а, учитывая тесную пространственную связь трахириолитов и олистостромовой толщи, считать наиболее вероятным позднедевонский возраст вулканитов.

порода

кларк

Химический и микроэлементный состав кислых вулканитов достаточно характерен (см. табл. 1, 2). Особенностью их является общее преобладание К над Na в составе щелочей (хотя содержания этих элементов варьируют широко – от существенно натриевых до ультракалиевых разностей), а также высокие содержания элементов с большой атомной плотностью – Mo, Zr, Nb, Ta, Sn, Y и низкие – литофильных щелочных и летучих элементов – Li, Be, Rb, P, Sr, F, B (рис. 3), высокое отношение К/Rb = 739. Подобные особенности составов не характерны для коллизионных коровых гранитов Урала [5], но имеют много общего с составами рифтогенных трахириолитов и комендитов восточной Исландии [4].

Таким образом, разрез палеозойских образований палеоконтинентального сектора слагается двумя рифтогенными формациями: раннеордовикской, представленной мелководными песчаниками и базальтами, и позднедевонской, представленной относительно глубоководными черносланцевотерригенными осадками и трахибазальт-трахириолитовым субвулканическим комплексом.

#### ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЙ СЕКТОР

Образования палеоокеанического сектора составляют разрез, основание которого представлено комплексом параллельных диабазовых даек со скринами габбро, толщами комагматичных им базальтов шемурской свиты и аналогами лагортинского комплекса, а также дайхами и штоками плагиогранитов и плагиориолитов. Дайковый комплекс слагает полосу, обрамленную с запада и востока вулканитами, образуя ядерную часть валообразной антиклинорной структуры.

Габброиды, слагающие скрины и остаточные массивы среди диабазов, представлены мезократовыми среднезернистыми клинопироксеновыми габбро, в разной степени актинолитизированными и соссюритизированными, реже – габброноритами. Среди них встречаются тела меланократовых оливиновых габбро, актинолитизированных клинопироксенитов, верлитов.

Диабазы комплекса "дайка в дайке" образуют две генерации даек. Ранняя генерация составляет основную часть разреза. Это, в основном, однозакалочные полудайки; тела поздней генерации пересекают контакты "ранних" диабазов и чаще всего представляют собой маломощные (0.1 - 0.2, редко до 2 м) двузакалочные дайки. Дайки, как правило, вытянуты субмеридионально и имеют субвертикальные или крутые восточные падения. Диабазы – массивные эпидот-альбит-актинолитовые породы с офитовыми, иногда порфировидными структурами, местами ороговикованные или превращенные в зеленые сланцы. Составы пород ранней и поздней генераций различны.

Западное крыло этой структуры слагается базальтами, которые в зоне смятия Главного



Рис. 3. Отношение содержаний элементов к кларкам для гранитов [2] в трахириолитах.

Уральского глубинного разлома постепенно сменяются флишеподобными тонкослоистыми вулканомиктовыми алевросланцами (тефротурбидитами?) и углеродсодержащими сланцами. На Полярном и Приполярном Урале эти образования присутствуют в виде блоков в меланже Главного Уральского разлома, имеют диапазон возрастов от ордовика до девона и объединены в лагортинский комплекс [17, 18]. В изучаемом районе Северного Урала в составе разреза присутствует большое количество тел плагиориолитов.

Возраст аналогов лагортинского комплекса на Северном Урале (неправомерно объединяемых здесь с породами зоны смятия в польинскую свиту  $O_{2,3}$ ) ранее не был известен. Нами в прослоях яшмоидов среди метабазальтов и туфосланцев найдена микрофауна. В двух точках на западном склоне хр. Кент-Ньер, в 5.5 км по Аз. 115° от устья руч. Средний Ивдель, обнаружены конодонты Acodus(?) sp., Periodon(?) sp., Pygodus(?) sp., Periodon cf. grandis (Ethington) (?) (определения В.А. Наседкиной), что позволяет предположить позднеордовикский возраст пород.

Mo

Восточное крыло представлено рядом вулканических серий, типичных для Тагильского прогиба. Это контрастно дифференцированная риолито-базальтовая, андезито-базальтовая и трахиандезито-дацитовая формации, образовавшиеся в интервале времени от позднего ордовика до раннего девона. Стратиграфия послеордовикского разреза изучена достаточно детально, в основном по находкам макрофауны в известняках. Возраст базальтов шемурской свиты, слагающих ложе вулкано-тектонических депрессий, определен как позднеордовикский по находкам конодонтов в прослоях яшмоидов [1]. Таким образом, учитывая позднеордовикский возраст базальтов, прилегающих к комплексу параллельных даек с запада и с востока, можно полагать, что наиболее вероятный возраст офиолитовой ассоциации поздний ордовик.

Изучение содержаний петрогенных окислов и петрологически информативных элементов (табл. 1, 2) позволяет выделить в составе офиолитовой ассоциации две магматические серии высокотитанистую и низкотитанистую. Первая слагает западное крыло валообразной антиклинорной структуры и протягивается полосой непосредственно восточнее зоны Главного Уральского разлома. Она включает в себя габброиды юго-западного обрамления Чистопского массива, Шемурской структуры, базальты лагортинского комплекса и нижней подсвиты шемурской свиты Шемурской структуры, а также диабазы прилегающих к ним частей дайкового комплекса и диабазы поздней генерации обрамления Саумской структуры. Вторая серия представлена габброидами скринов и диабазами ранней генерации обрамления Саумской структуры, базальтами обеих подсвит шемурской свиты Саумской структуры и верхней подсвиты шемурской свиты Шемурской структуры.

На дискриминационных диаграммах (рис. 4) фигуративные точки составов пород этих серий занимают различные позиции: высокотитанистые базиты попадают в поля океанических базальтов или в область между трендами базальтов островных дуг и СОХ, низкотитанистые – в поля островодужных базальтов.

Возрастные отношения этих двух серий могут быть установлены на основании следующих наблюдений.

1. В комплексе параллельных даек обрамления Саумской структуры наблюдаются две генерации диабазов – ранняя, низкотитанистая, сходная по составу с базальтами этой структуры, и поздняя, высокотитанистая, сходная с базальтами лагортинского комплекса (табл. 1, 2). В комплексе параллельных даек обрамления Шемурской структуры ранняя диабазовая серия имеет составы, промежуточные между составами высокои низкотитанистых базитов. 2. По данным геолого-съемочных работ, в нижней части верхней подсвиты шемурской свиты Шемурской структуры наблюдается переслаивание высоко- и низкотитанистых базальтов. Начиная с верхней подсвиты шемурской свиты, составы вулканитов Саумской и Шемурской структур очень сходны.

Таким образом, можно сделать вывод, что высоко- и низкотитанистая магматические серин развивались одновременно, при этом низкотитанистая начала формироваться несколько раньше и закончила эволюцию несколько позже высокотитанистой. Пространственное положение этих серий достаточно характерно: высокотитанистая ассоциирует с зоной Главного Уральского разлома, протягиваясь вдоль нее, низкотитанистая располагается восточнее.

Содержания и отношения петрологически информативных элементов (см. табл. 2) в обеих сериях испытывают изменения, подчеркивающие особенности магматической дифференциации. В обеих сериях от ранних дифференциатов к поздним идет снижение содержаний Сг, отношения Ni/Co от значений, характерных для океанических базитов, до "островодужных" значений [24]. При этом увеличивается отношение Zr/Y, которое остается в пределах значений, свойственных островодужным базальтам, V/Cr изменяется от уровня океанических до уровня островодужных вулканитов [11], резко увеличивается и Ti/Cr, что указывает на толеитовый тип дифференциации. Отношение Cr/Ni сначала остается в пределах 1.5 - 3, затем (рис. 5), на уровне базальтов верхней подсвиты шемурской свиты и низкохромистых базальтов лагортинского комплекса, происходит его резкое снижение (менее 1). Это свидетельствует [24] о дифференциации в условиях "закрытого" очага на ранних этапах и "раскрытии" его, сопровождаемом снижением давления, на поздних.

Направления дифференциации магм, продуцировавших породы офиолитовой ассоциации, хорошо видны на диаграммах, где вынесены средние составы групп пород (рис. 5). Начальный отрезок тренда дифференциации высокотитанистой серии близок к тренду базальтов Галапагосского центра растяжения, дальнейшее развитие магматической системы ведет к уменьшению содержаний Cr, Ni, Mg при увеличении Ti, Fe, Zr, P, что соответствует типичному ферробазальтовому тренду. Эволюция расплавов с появлением ферротолентов и кислых дифференциатов свидетельствует о достаточно большой мощности земной коры [8]. Вместе с тем, субщелочные ферротолеиты изучаемого фрагмента зоны Главного Уральского разлома отличаются от типичных океанических ферротолеитов низкими содержаниями Cr и Ni [8], от континентальных [12] – низкими содержаниями Rb, Sr, от островодужных [23] высокими концентрациями Ті и Zr. Подобные



Рис. 4. Положение составов пород офиолитовой ассоциации на диаграммах Ti-Zr [26] и Cr-Y [15].

1 - 3 - лагортинский комплекс: 1 - габбронды, 2 - днабазы, 3 - базальты: высокохромистые (1) и низкохромистые (2);
 4 - 8 - Шемурская структура: 4 - габбронды, 5, 6 - днабазы ранней (5) и поздней (6) генераций дайкового комплекса,
 7, 8 - базальты нижней (7) и верхней (8) подсвит шемурской свиты; 9 - 13 - Саумская структура: 9 - габбронды,
 10, 11 - днабазы ранней (10) и поздней (11) генераций дайкового комплекса, 12, 13 - базальты нижней (12) и верхней (13) подсвит шемурской свиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 1994



Рис. 5. Положение средних составов пород офиолитовой ассоциации на диаграммах CI-Ni и Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Al' – 100FeO'/FeO' + MgO.

1, 2 – тренды низкотитанистой (1) и высокотитанистой (2) серий. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

"смешанные" характеристики отмечаются для вулканитов тыловоостроводужных или интрадуговых спрединговых зон, либо предостроводужных желобов [3, 6, 15]. Поскольку вулканиты островодужного типа (низкотитанистая серия) располагаются восточнее полосы изучаемых пород, а реликты морской котловины с предполагаемой желобоподобной впадиной – западнее (зона смятия Главного Уральского разлома), для образования высокотитанистой офиолитовой серии представляется наиболее вероятной обстановка предостроводужного спрединга.

Для тренда низкотитанистой серии характерно накопление  $Al_2O_3$ , рост коэффициента глиноземистости, накопление щелочей и кремнезема при незначительном росте, а затем снижении содержания Ті. Ряд эволюции составов пород (рис. 5) почти полностью соответствует тренду базальтов Марианской островной дуги [6]. Содержание Сг и Ni в процессе дифференциации уменьшается на порядок от значений, свойственных базитам океанов (или марианит-бонинитовых серий островных дуг), до значений, типичных для островодужных толеитов [11].

Анализ эволюционных трендов (рис. 5) и положения точек на диаграмме Cr-Y (см. рис. 4) позволяет предположить, что родоначальные магмы изучаемых серий образовались в результате выплавления из мантии двух различных областей - области деплетированной мантии при значительной степени плавления мантийного вещества (низкотитанистая серия островодужного типа) и области слабо истощенной мантии при небольшой степени плавления (высокотитанистая серия). Дальнейшая эволюция составов пород обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации, в результате чего образовались эволюционные ряды пород, в которых происходит последовательное уменьшение содержания Сг и Ni при росте содержания кремнезема, щелочей, титана, железо-магниевого отношения. Субостроводужная серия характеризуется накоплением Al' в расплаве, высокотитанистая – уменьшением его содержания (рис. 5), что отражает различные условия дифференциации [8].

На основании изложенных геологических и геохимических данных можно предложить следующую модель формирования офиолитов зоны Главного Уральского глубинного разлома.

1. Образование магматического очага в деплетированной мантии, разделение дунит-гарцбургитового рестита и расплава, из которого кристаллизуются низкотитанистые высокохромистые габбро и часть комплекса параллельных даек Саумской структуры ("офиолиты над зоной субдукции", по Дж. Пирсу [15]) в "восстановительных" условиях при низкой активности O<sub>2</sub> [8]. 2. Образование магматического очага в слабо деплетированной мантии океанического типа, что, возможно, связано с углублением области плавления. Начало формирования высокотитанистой офиолитовой серии.

В пределах Саумской структуры происходит "раскрытие" очага, излияние базальтов (нижняя подсвита шемурской свиты), смена режима дифференциации на "окислительный" (увеличение активности О<sub>2</sub>), начало образования кислых дифференциатов. Окисление магм сопровождается осаждением части железа в виде титаномагнетита, что отразилось на составе вулканитов.

3. Формирование пород лагортинского комплекса в "восстановительных" условиях, что отражается в ферротолентовом тренде дифференциации [8], затем "раскрытие" очага, осаждение титаномагнетита с образованием ферробазальтов и феррогаббро (Шемурская структура) и кислых дифференциатов, с которыми связаны колчеданные месторождения (Шемурское и Новошемурское).

Параллельно в пределах Саумской структуры процесс дифференциации шел по "боуэновскому" типу – с накоплением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, щелочей и SiO<sub>2</sub> при снижении содержаний Mg, Fe и Ti. Начиная с лландоверийского времени, в пределах Шемурской структуры происходит закрытие источника высокотитанистых магм и излияние низкотитанистых высокоглиноземистых базальтов, сходных с подобными образованиями Саумской структуры (верхняя подсвита шемурской свиты).

#### ЗОНА СМЯТИЯ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Образования палеоконтинентального и палеоокеанического секторов разделяются зоной смятия, пластинами и линзами серпентинизированных ультрабазитов Салатимского пояса с участками серпентинитового меланжа. Общая мощность этой полосы, прослеженной на расстояние свыше 100 км, от 0.5 до 3 - 4 км.

Углеродистые сланцы, преобладающие среди осадочных пород зоны смятия, в наиболее представительных разрезах имеют определенную зональность. При этом о стратиграфической последовательности судить практически невозможно, можно наблюдать лишь особенности пространственного распространения тех или иных пород. Западные разрезы полосы черных сланцев слагаются, в основном, углеродисто-серицит-кварцевыми метаалевролитами и алевропесчаниками, реже существенно серицитовыми метааргиллитами. Кластогенные зерна кварца в этих породах хорошо сортированы и окатаны. Далее на восток среди этих пород появляются и в ряде случаев преобладают углеродисто-кремнистые сланцы. Еще восточнее в разрезе появляются углеродисто-серицит-хлоритовые и существенно хлоритовые сланцы, иногда с остроугольными обломками пироксена и плагиоклаза, которые преобладают на границе с менее тектонически нарушенной толщей базальтов О<sub>3</sub>. Такой характер разреза свидетельствует о существовании в период формирования осадков двух источников сноса – сиалического кварц-терригенного на западе и фемического базальтоидного – на востоке.

Черные сланцы и туфосланцы зоны меланжа имеют ряд характерных структурно-текстурных особенностей.

1. Это тонкозернистые породы, в основном представленные метаалевролитами, аргиллитами и кремнистыми осадками.

2. Для них характерны тонкоритмичнослоистые текстуры, выраженные градационной слоистостью или чередованием слойков (от 0.5 до 5 мм), обогащенных и обедненных углеродистым веществом, серицитом или хлоритом.

Подобные особенности характерны для осадков дистальных фаций флишевой формации, образующихся в удаленных от источника сноса котловинах или внутренних морях [19, 21]. Учитывая присутствие признаков двух источников сноса и четкую пространственную ассоциацию черных сланцев с зоной Главного Уральского глубинного разлома на Северном Урале, где преобладание углеродистых сланцев в составе зоны смятия и блоков меланжа прослеживается на сотни километров [9], можно полагать, что наиболее вероятно образование углеродистых осадков в условиях протяженной котловины, расположенной между континентом и вулканическим поднятием.

Возраст углеродистых сланцев зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале ранее не был известен. Нами сделаны две находки микрофауны.

1. На левом берегу руч. Кваща-Сос (правый приток р. Тохта, бассейн р. Вижай), в 1.5 км от его устья, в углеродисто-серицит-хлоритовых сланцах, переслаивающихся с существенно хлоритовыми туфосланцами, обнаружены ядра фораминифер: Ammvolummina cf. saumensis Tschern., Ammvolummina cf. tubacerra Tschern., Serpenulina cf. uralina Tschern., характерных для сарайнинского горизонта лохковского яруса раннего девона (определения В.В. Черных).

2. На правом берегу р. Малый Ивдель, в 5 км от его устья, в углеродисто-серицит-кварц-хлоритовых сланцах, переслаивающихся с существенно хлоритовыми туфосланцами, найдены конодонты: Acodus(?) sp., Drepanodus sp., Panderodus cf. panderi (Stauffer) (определения В.А. Наседкиной), позволяющие предполагать средне-позднеордовикский возраст пород.

Таким образом, находки ордовикской и девонской микрофауны сделаны в литологически



Рис. 6. Геолого-геофизический (А) и сейсмический (Б) разрезы через зону Главного Уральского разлома.

1 - 5 – палеоконтинентальный сектор: 1 – допалеозойские метаморфические комплексы, 2 – кварцито-сланцы, 3 – габбро-диабазы, 4 – метабазальты, 5 – пересланвание метабазальтов и алевросланцев; 6 - 10 – породы зоны смятия: 6 - 8 – салатимский комплекс: 6 – дунит-гарцбургиты, 7 – серпентинизированные перидотиты, 8 – серпентиниты; 9 – углеродистые сланцы, 10 – туфосланцы; 11 – зеленосланцевые метабазальты лагортинского комплекса; 12 – комплекс диабазовых даек; 13 – пегматондные и такситовые габбро; 14 – пироксениты; 15 – амфиболизированные габбро; 16 – оливиновые габбро; 17 – нерасчлененные габбро и гипербазиты; 18, 19 – шемурская свита: 18 – риолиты, 19 – базальты; 20 – плагиограниты; 21 – литологические границы; 22 – разломы; 23 – Главный Уральский (Салатимский) разлом; 24, 25 – графики полей, 24 – магнитного, 25 – гравитационного; 26 – точки расчетного гравитационного поля; 27 – сейсмические отражающие площадки: а – главные, 6 – второстепенные.
сходных углеродистых сланцах, переслаивающихся с хлоритовыми туфосланцами. Это обстоятельство позволяет предполагать однообразие условий осадконакопления в морской котловине на протяжении длительного времени (по крайней мере, с позднего ордовика по ранний девон).

Ультрабазиты в зоне Главного Уральского глубинного разлома слагают линзовидные и пластиновидные тела, содержащие будины углеродистых, реже зеленых сланцев, диабазов и габбро, дайки плагиогранитов и кварцевых диоритов. Диабазы и габбро по составам сходны с базальтами и диабазами лагортинского комплекса. Эти породы на контактах с серпентинитами часто превращены в родингиты, состоящие из диопсида, везувиана, граната, иногда с альбитом, жадеитом, хлоритом, амфиболом.

Ультраосновные породы представлены серпентинитами, состоящими из нескольких генераций антигорита, хризотила, лизардита, магнетита с реликтами хромшпинели, оливина и ортопироксена, а также слабо серпентинизированными (25 - 30%) дунит-гарцбургитами с телами дунитов и гарцбургитов. Слабо серпентинизированные ультрабазиты слагают ядра среди серпентинитов размером до нескольких километров.

Минеральный и химический состав ультрабазитов Салатимского пояса сходен с составами альпинотипных гипербазитов других офиолитовых массивов зоны Главного Уральского разлома [20]. Своеобразие Салатимского пояса состоит в том, что тела ультраосновных пород имеют лентовидную и линзовидную в плане форму и слагают узкую протяженную цепочку, маркируя подвижную зону. Другая отличительная особенность - отсутствие в ассоциации с гипербазитами крупных тел офиолитовых габбро, характерных для других массивов этой зоны (Войкарского, Кемпирсайского и других). Эти особенности, на наш взгляд, вызваны протрузионным выдавливанием тел гипербазитов по зоне Главного Уральского разлома из низов офиолитового разреза, расположенного восточнее (палеоокеанический сектор).

Сланцеватость пород в зоне Главного Уральского разлома чаще всего субвертикальна. Геофизические данные свидетельствуют о наклонном залегании тел в зоне меланжа. Асимметричный характер пиков графиков магнитного поля и понижений локального гравиметрического поля свидетельствуют о восточном падешии тел серпентинитов. Отражающие площадки сейсмических волн (рис. 6) под зоной Главного Уральского разлома также падают на восток под углами около 50°, выполаживаясь с глубиной.

Характер строения зоны Главного Уральского глубинного разлома иллюстрируется геолого-геофизическим разрезом, построенным на основе I Бурмантовского сейсмопрофиля МОВ (рис. 6). Обсчет гравитационного поля производился геофизиком И.А. Плехановым на ЭВМ ЕС-10-35 по программе NIKLA. Разрез, не противоречащий геофизическим данным, показывает восточное падение зоны Главного Уральского глубинного разлома и ультрабазитов Салатимского пояса. Последние, погружаясь на восток, вероятно, слагают нижнюю часть офиолитового разреза, верхняя часть которого представлена комплексом параллельных даек и вулканитами (палеоокеанический сектор).

Особенности метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома подчеркивают геодинамические условия ее формирования. На исследуемой территории можно выделить два типа метаморфизма, продукты которых распространены в виде региональных полей и локальных зон. Первый тип преобразований привел к формированию парагенезисов серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (серицит, хлорит, эпидот, альбит), распространенных широко и определяющих фоновый уровень метаморфизма. Наиболее низкотемпературные парагенезисы распространены в сланцах зоны смятия Главного Уральского разлома и среди метадиабазов Салатимского массива. В последних присутствует парагенезис альбит + актинолит + пренит + пумпеллиит, который позволяет отнести эти породы к пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма [13]. Дифференциально-термический анализ 10 проб из углеродистых сланцев и интерпретация полученных данных по известной методике [16] позволяют отнести их к дозеленосланцевому уровню метаморфизма и к низам серицит-хлоритовой субфации (температуры пиков выгорания углерода 600 - 635° и 650 - 680°C).

Второй тип преобразований привел к формированию локальных зон развития высокобарических минералов и парагенезисов.

Зональность высокобарического метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома весьма характерна. В районе наиболее широкого развития ультрабазитов она выглядит следующим образом: в блоках сланцев и в будинах диабазов среди серпентинитов присутствуют жадеит, лавсонит, глаукофан, пренит и пумпеллиит. Далее на запад и восток эти минералы сменяются парагенезисом кроссит + эпидот. Еще далее на запад, в породах саранхапнерской свиты, глаукофанкроссит сменяется актинолит-винчитовым амфиболом, появляется большое количество стильпномелана. На востоке полоса глаукофанового метаморфизма ограничивается разломами, отделяющими комплекс параллельных даек от вулканитов лагортинского комплекса.

Анализ минеральных парагенезисов [22] свидетельствует о том, что зональность метаморфизма отражает температурный минимум в осевой части зоны Главного Уральского глубинного



Рис. 7. Схема метаморфической зональности обрамления Главного Уральского разлома. Условные обозначения см. на рис. 6.

I – фоновый зеленосланцевый метаморфизм, II – глаукофансланцевый метаморфизм.

разлома. Давление при этом от границы офиолитовой серии постепенно снижается на запад (рис. 7). Такие особенности характерны для метаморфизма зон коллизии [10]. Салатимский дунит-гарцбургитовый пояс не оказывает влияния на зональность метаморфизма.

### выводы

1. Главный Уральский разлом – структура, разделяющая комплексы, сформировавшиеся на континентальной и субокеанической коре.

2. Раннепалеозойские осадочные и магматические формации палеоконтинентального сектора соответствуют обстановке раскола и утонения субконтинентальной земной коры. В позднедевонское время фиксируется накопление черносланцево-олистостромовой толщи, а также внедрение тел редкометалльных трахириолитов.

3. Палеоокеанический сектор слагается двумя позднеордовикскими магматическими сериями, составы и строение которых сходны с офиолитами склонов океанических желобов и оснований островных дуг. Базальты этих серий образуют склоны валообразного антиклинорного поднятия, ядро которого представлено комплексом параллельных диабазовых даек со скринами габбро. 4. Комплексы палеокеанического и палеоконтинентального секторов разделяются зоной смятия и меланжа, сложенной блоками и пластинами серпентинизированных ультрабазитов, углеродистых сланцев и туфосланцев. Характер осадков позволяет предположить возможность их образования в протяженной морской котловине, в которую поступало вещество с двух источников сноса; кварц-терригенного состава – с запада и вулканогенного базальтоидного – с востока. Тела серпентинизированных ультрабазитов имеют с вмещающими породами "холодные" контакты, свидетельствующие о том, что они являются протрузиями.

5. Анализ геофизических материалов показывает, что тела ультрабазитов падают на восток, вероятно, слагая нижнюю часть офиолитового разреза палеоокеанического сектора. Дополнительным подтверждением этому служит наличие среди серпентинитов будин диабазов и габбро, сходных по составу с базитами лагортинского комплекса, распространенными восточнее зоны смятия Главного Уральского глубинного разлома.

6. Зональность высокобарического метаморфизма в зоне разлома сходна с зональностью метаморфизма в зонах коллизии [10].

7. На основании комплекса геологических данных можно восстановить некоторые этапы истории развития зоны Главного Уральского глубинного разлома на Северном Урале.

В раннем ордовике фиксируются признаки пассивной континентальной окраины, подвергнутой рифтогенезу; в позднем – морской котловины между континентом и подводным вулканическим поясом. Геологический разрез вулканического пояса и геохимические особенности пород позволяют предполагать совмещение в его составе двух офиолитовых серий: высокотитанистой западной, примыкающей к осадочным комплексам котловины, сходной по составам с породами склонов океанических желобов [3, 6], и низкотитанистой восточной, сходной с офиолитами оснований островных дуг [15].

Возможно, что часть котловины с углеродисто-терригенной седиментацией представляла собой желобовидную структуру, котсрая является структурно-вещественным выражением начала формирования зоны субдукции, а располагающиеся к востоку (над ней) офиолитовые комплексы – выражением додугового спрединга, характерного для ранних этапов формирования островных дуг [15, 25].

Существование котловины с тем же комплексом осадков фиксируется также в девонское время. В позднедевонское время в пределах континентальной окраины отмечается накопление черносланцево-олистостромовой толщи и внедрение тел трахибазальт-трахириолитовой формации. В позднем палеозое происходил процесс коллизии, проявившийся в выдавливании в желобовидную структуру тел серпентинизированных ультрабазитов, в формировании зоны смятия и меланжа, в зональном высокобарическом метаморфизме.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Анцыгин Н.Я., Шурыгина М.В., Наседкина В.А. Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М.: МИНГЕО РСФСР, 1988. С. 111 - 121.
- 2. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555 - 572.
- Геотраверс Северо-Китайская равнива-Филиппинское море-Марианский желоб. М.: Наука, 1991. 151 с.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А., Барсуков В.Л., Кравцова Н.П. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
- 5. Грабежев А.И., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометалльной рудоносности гранитов (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1987. 124 с.
- Дмитриев Ю.И. Состав и эволюция базальтов Центрально-Американского желоба (Гватемальское сечение) // Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С.141 - 156.
- 7. Дмитриев Ю.И. Трапповый магматизм и океанообразование // Изв. АН СССР. Сср. геол. 1991. № 6. С. 3 - 16.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
- Карстен Л.А. Геология метаморфических комплексов в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Приполярном Урале: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. 189 с.
- Кейльман Г.А., Пучков В.Н. Метаморфизм и геодинамика // Геотектоника 1987. № 6. С. 20 - 28.
- 11. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980. 247 с.
- Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. 486 с.
- Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.

- Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134 165.
- Поляков В.Л., Мельников С.Ю. Графиты плутонометаморфических комплексов Урала // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 79 - 80.
- 17. Пучков В.Н. К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1978. С. 5 - 12.
- Пучков В.Н., Карстен Л.А., Шмелев В.Р. Важнейшие черты геологического строения восточного склона Приполярного Урала // Геология и палеонтология Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 75 - 88.
- 19. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитозые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404.
- 21. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.
- 22. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
- 23. Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолентовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 168 с.
- 24. Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
- Alabaster T., Pearce G.A., Malpas G. The volcanic stratigraphy, and petrogenesis of the Oman ophiolite complex // Contributions to mineralogy and petrology. 1982. V. 84. № 3. P. 168 - 183.
- Pearce G.A., Cann G.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290 - 300.

Рецензент: А.С. Перфильев

# Main Uralian Fault in the Northern Urals

### G. A. Petrov, V. N. Puchkov

The Glavny Ural deep-seated fault in the Northern Urals separates blocks that used to accommodate formation of magmatic and sedimentary complexes in a variety of settings (paleocontinental and paleoceanic sectors). Paleocontinental Paleozoic complexes correspond to the geodynamic setting of a rift-induced split-up and thinning of the subcontinental crust. The paleoceanic sector is represented by two Late Ordovician ophiolite series Similar to the ones from environments of the island-arc – trench transition and an island-arc basement. The Glavny Ural fault is a zone of crushing and ultramafic protrusions with some portions of melange. Sedimentary complexes of the fault's zone were formed within a basin that existed between the continental slope and the island arc. The metamorphism zonation conforms to the collision setting. УДК 551.242.5(470.1)

## НИЖНЕПЕРМСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА

### © 1994 г. С. Л. Беляков

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 05.06.92 г.

Анализ материалов бурения, сейсмических временны́х разрезов МОГТ в изученных обнажений позволил выделить палеоструктурные элементы раннепермского осадочного бассейна: относительно глубоководные котловины и поднятия шельфа. Положение четырех восточных котловин соответствует ваннам Предуральско-Пайхойского краевого прогиба. С запада котловины обрамляются поднятнями палеошельфа. На временны́х разрезах МОГТ границы котловин и шельфа выражены аномалиями, свойственными барьерным рифам. Они выделяются по характерному "прислонению" отражающих горизонтов котловин к границам, отрисовывающим склоны шельфа. Шельфовые разрезы сложены известняками ассельско-сакмарского возраста (100 - 300 м), а их относительно глубоководные возрастные аналоги – глинистыми кремнисто-битуминозными известняками (10 - 40 м). Формирование палеоструктурных элементов бассейна обусловлено ростом валообразных поднятий и подъемом уровня моря в ассельско-сакмарское время. На востоке нижнепермский палеобассейн подходит к Уралу и через систему рифов и банок Уральского палеошельфа сопрягается с Лемвинским глубоководным бассейном.

Рассматриваемая территория включает Печорскую синеклизу [14] и Предуральский краевой прогиб. Ее структурный план сформировался к среднеюрской эпохе и хорошо отрисовывается по поверхности карбонатных каменноугольнонижнепермских отложений [14, 15]. Последние включают гигантские, крупные, средние и мелкие месторождения нефти и газа, приуроченные не только к антиклинальным складкам, но и к стратиграфическим ловушкам. Дальнейшие перспективы поисков скоплений углеводородов в нижнепермских отложениях в значительной мере связаны с выявлением неантиклинальных объектов. Это направление требует изучения палеотектонических условий формирования нижнепермских отложений. Для этой цели на основе сейсмостратиграфического анализа восстановлен нижнепермский структурный план и выделены разные палеогеографические зоны, где отложились толщи, в различной степени перспективные на нефть и газ. Кроме того существует и другая цель работы - обосновать региональные палеогеографические реконструкции.

### СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА

Между складчатыми сооружениями Тимана и Предуральским краевым прогибом располагаются (с запада на восток): Ижма-Печорская впадина, Печорско-Колвинский авлакоген, Хорейверская впадина и Варандей-Адзьвинская структурная зона [14, 15]. Наиболее сложно построен Печоро-Колвинский авлакоген, включающий в себя (с запада на восток): Печорскую гряду, Шапкина-Юрьяхинский и Колвинский валы. Первые два элемента разделены Пятейской депрессией, а второй и третий – Денисовским прогибом. В его центре расположен древний Лайский свод. Предуральский краевой прогиб составляют (с севера на юг): Коротаихинская, Косью-Роговская, Большесынинская и Верхнепечорская ванны. Последняя отделена от Ижма-Печорской впадины Мичаю-Пашнинским валом, а Косью-Роговская ванна и Хорейверская впадина разделены грядой Чернышева (рис. 1).

### ИЗУЧЕННОСТЬ НИЖНЕПЕРМСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

Вопросы строения и развития нижнепермских палеоструктурных элементов Тимано-Уральского региона подробно рассматриваются в работах К.Г. Войновского-Кригера [4, 5]; В.А. Чермных [17]; И.С. Муравьева [10]; Г.М. Фирера, А.И. Галкина [16]; Л.Н. Белякова [1]; Н.В. Енокян [6]; Г.А. Иоффе [8]; А.В. Иванова и др. [7]; Г.В. Важенина, Г.А. Иоффе [3]. Первым из них выделены западная Елецкая и восточная Лемвинская структурно-формационные зоны, в которой он описал кечпельскую свиту, сформировавшуюся во флишевом троге позднекаменноугольно-раннепермского возраста. На востоке трог ограничивался



**Рис. 1.** Схема основных тектонических элементов Тимано-Печорского региона. *I* – границы тектонических элементов разного порядка, 2 – границы Печоро-Колвинского авлакогена.

приподнятыми частями Палеоурала, а с запада граничил с областью карбонатного осадконакопления Палеоуральского шельфа (елецкие фации).

Детально разработанная стратиграфическая основа позволила И.С. Муравьеву впервые обосновать палеогеографию Печорского Приуралья в пермском периоде [10]. Им установлена зона относительно глубоководных кремнисто-известковоглинистых ассельско-сакмарских отложений с подчиненным распространением биогенных образований по периферии (восточный борт Большесынинской впадины). Г.В. Важенин и Г.А. Иоффе [3]



Рис. 2. Сопоставление типов разрезов ассельско-сакмарских отложений по скважинам. *I* – известняки, 2 – доломиты, 3 – органогенные известняки, 4 – глинистые известняки и мергели, 5 – ангидриты, 6 – аргиллиты, 7 – алевролиты, 8 – песчаники, 9 – перерывы, *I0* – линия фациального замещения.

выделили три типа ассельско-сакмарских разрезов нижней перми на рассматриваемой территории (рис. 2). Западные представлен лагунными и шельфово-лагунными образованиями. В центральных разрезах среди органогенно-обломочных пород определяющими являются биогермные известняки. Восточный тип разрезов Тимано-Печорского региона представлен сезымской свитой (первые десятки метров) и отнесен Г.А. Иоффе к "депрессионным" отложениям. Установленные типы ассельско-сакмарских разрезов наиболее полно отражают строение палеобассейна [3]. Намечен относительно глубоководный палеобассейн, границы которого обосновываются сопоставлением данных бурения. Разрезы сезымской свиты отнесены к относительно глубоководным образованиям [3]. Б.П. Богдановым высказана другая точка зрения (устное сообщение). Основываясь на том, что сезымская свита охватывает не только ассельский, сакмарский, гжельский, но и артинский ярусы, он предположил, что ее разрезы мелководные и переотлагались в условиях частичного размыва осадков. Таким образом генезис свиты не определяется однозначно. Разрезы свиты по фациальному составу различны. В обрамлении Косью-Роговской ванны отложения сезымской свиты представлены конденсированным

разрезом, сложенным пачкой мергелистых пород (5 - 15 м), а в Хорейверской впадине вскрыты пестроцветные терригенно-карбонатные породы (30 - 50 м). Следовательно, не все толщи, относимые к сезымской свите [3], являются глубоководными и она не может служить показателем глубоководности ассельско-сакмарского палеобассейна.

Анализ материалов МОГТ, полученных в 80-х годах, показал большие возможности этого метода для сейсмостратиграфических интерпретаций разнофациальных отложений и для палеореконструкций раннепермского бассейна. Такие исследования проводились Б.П. Богдановым (1985, 1986), М.С. Замиловым (1989) и автором (1990), но публикаций на эту тему нет.

В результате многолетних исследований доказано существование фациальных зон, связанных с шельфом и относительно глубоководными участками раннепермского бассейна. Выяснилось, что по данным бурения не всегда однозначно устанавливается тип разреза и его возраст, трудно определяются границы разнофациальных зон палеобассейна. Поэтому для составления палеотектонической схемы раннепермской эпохи и выделения палеогеографических зон в статье широко используются данные сейсморазведки МОГТ.

### ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Отложения каменноугольной системы, подстилающие пермские, представлены мелководными карбонатными породами до 1000 м мощностью, которая на локальных участках может значительно уменьшаться. Иногда образования карбона полностью уничтожены предпермским и более поздними размывами. Изученные разрезы включают органогенные постройки и повсеместно представляют собой шельфовые образования. Нижнепермские отложения фациально более разнообразны. Их суммарная толщина достигает 1500 м в Предуральском краевом прогибе, а в Тимано-Печорском регионе она снижается до 200 - 300 м, иногда до полного выклинивания (рис. 2). Отложения ассельского и сакмарского ярусов образуют четыре фациальных типа разрезов [3, 4, 5, 10].

Первый тип распространен в пределах Ижма-Печорской впадины (рис. 2). Он представлен мелководными морскими доломитово-известняковыми и частично сульфатными отложениями. Слагающие его породы являются лагунными образованиями. Их мощности достигают 100 - 200 м в осевой зоне Ижма-Печорского палеопрогиба (рис. 3).

Второй тип составляют мелководные морские органогенные отложения. Среди них преобладают светло-серые биогермные известняки, слагающие массивы до 200 - 300 м высотой. Они отличаются высокими значениями пористости, проницаемости



Рыс. 3. Палеотектоническая схема Тимано-Печорского региона для раянепермской эпохи.

1 – своды и валы; 2 – склоны палеоподнятий; 3 – глубоководные бассейны; 4 – мелководный прогиб; 5, 6 – Уральский палеобассейн: 5 – мелководные участки, 6 – Лемвинский глубоководный флишевый трог; 7 – границы палеоструктурных элементов (а – достоверные, б – условные); 8 – положение сейсмических профилей (рис. 5 - 8), показанных на врезке.

Буквами обозначены мелководные палеоподнятия: А – Тиманское, В – Мичаю-Пашнинское, Г – Печоро-Кожвинское, Д – Шапкина-Юрьяхинское, Ж – Колвинское; своды: Е – Лайский, З – Большеземельский, И – Варандей-Воркутинский; Б – Ижма-Печорский прогиб. Римскими цифрами обозначены глубоководные бассейны: І – Верхнепечорский, II – Большесынинский, III – Косью-Роговской, IV – Коротанхинский, V – Печорского моря. и чистотой вещественного состава (СаСО3 – 93 -97%). В биогермных известняках выделяются водорослевые, фораминиферово-водорослевые и гидроактиноидные разности с подчиненными прослоями детритовых криноидно-мшанковых известняков с фораминиферами, редкими брахиоподами и остракодами [7, 8]. Они сопряжены с глинистыми обломочными известняками. Зона мелководноморских органогенных отложений занимает большую часть Печоро-Колвинского авлакогена и Хорейверской впадины и западные части ванн Предуральского краевого прогиба (рис. 4). Биогермы ассельско-сакмарского возраста этой зоны распространены также в Елецкой зоне Урала [1]. На реке Кожим мощность верхнекаменноугольно-нижнепермского массива светлых известняков достигает 310 м, из которых 210 м приходится на нижнепермскую часть. О рифогенной природе свидетельствуют массивность, крустификационные структуры и породообразующие значения мшанок, палеоаплизин и брахиопод. Небольшие биогермы распространены на р. Большой Паток (линзы до 4 м) и р. Шугор [10].

Третий тип разрезов распространен преимущественно на востоке региона. И.С. Муравьевым [10] на восточном борту Большесынинской впадины описаны черные и темно-серые глинистые известняки, мергели, черные тонкослонстые аргиллиты и алевролиты. Породы не содержат заметной примеси песчаного материала. В глинистых разностях пород встречаются редкие остатки трилобитов, гоннатитов, иногда брахиопод, в известняках – брахиоподы, мшанки, морские лилии, мелкие фораминиферы и спикулы губок. Мощность разреза составляет первые десятки метров. На восточном борту Верхнепечорской впадины (р. Илыч



Рис. 4. Палеогеографическая схема Тимано-Печорского региона для раннепермского времени.

1 – относительно глубоководные бассейны; 2 – глубоководная котловина Лемвинской зоны Урала; 3 – терраса бногермообразования; 4 – высокие участки шельфа или островная суша; 5 – лагуна; 6 – Уральский карбонатный мелководный шельф; 7 – органогенные постройки (а – массивные, б – линейные, в – одиночные); 8 – области размыва ассельско-сакмарских отложений; 9 – границы фациальных зон (а – достоверные, б – условные). в 0.5 км выше острова Аньюди) И.С. Муравьевым, наряду с рифоподобными известняками, описаны выходы, с моей точки зрения, глубоководных, слоистых темно-серых кремнистых и битуминозных известняков (до 15 м) предположительно сакмарского яруса [10]. Типичный глубоководный разрез ассельско-сакмарских отложений вскрыт во внешней зоне Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба скважиной 25-Кочмесская. Здесь в интервале глубин 3085 - 3120 м вскрыты темносерые тонкозернистые, окремненные и битуминозные известняки. Г.В. Важенин, Г.А. Иоффе [3] относят к глубоководным отложениям мергелистые разрезы периферии Косью-Роговской ванны и севера Хорейверской впадины (сезымская свита). Мощность мергелей изменяется от метров до первых десятков метров. Б.П. Богданов (устное сообщение) придерживается точки зрения об их мелководном характере. Однако резкое сокращение мощностей и увеличение глинистости (по данным керна и каротажа скважин) позволило отнести ассельско-сакмарские отложения к глубоководным образованиям на Верхнелодминской, Верхнеамдермаельской, Василковской и Ванейвисской площадях Печоро-Колвинского авлакогена и на Кочмесской площади Косью-Ротовской ванны.

Четвертый тип представлен глубоководным терригенным флишем Лемвинской зоны Урала (кечпельская свита) [4, 5]. Этот тип разреза известен в Лемвинском аллохтоне, где представлен ритмичной полимиктовой толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность флиша достигает первых сотен метров.

Отложения ассельского и сакмарского ярусов перекрыты разнофациальными образованиями артинского яруса. Последние распространены повсеместно, кроме южной части Ижма-Печорской впадины и локальных палеоподнятий территории. Артинские отложения относительно тонким (100 - 200 м) чехлом перекрывают поднятия ассельско-сакмарского шельфа. Более мощные толщи артинских пород сосредоточены в палеокотловинах ассельско-сакмарского возраста и в Предуральском краевом прогибе, начало прогибания которого датируется артинским веком.

Отложения артинского яруса образуют три типа разрезов [10].

Первый тип сложен мелководно-морскими карбонатными образованиями, распространенными в пределах западного борта Верхнепечорской ванны, Мичаю-Пашнинского вала, на северо-востоке Ижма-Печорской впадины, на Колвинском вале, на гряде Чернышева, в Варандей-Адзьвинской структурной зоне, на Командиршорских и Мишваньских поднятиях Лайского свода и на юге Шапкина-Юрьяхинского вала (рис. 2). Породы представлены органогенно-детритовыми и глинистыми известняками, а на Седьягинском и Харьягинском поднятиях, возможно биогермными разностями. Мощности данного типа разрезов не превышают 200 м.

Второй тип разрезов слагают глинисто-карбонатные относительно глубоководные толщи образования доартинского комплекса заполнения рельефа, распространенные на юге Денисовского прогиба и на севере Хорейверской впадины. Мощность отложений достигает 400 - 600 м. Границы первого и второго типов разрезов не резкие.

Третий тип артинских отложений представляют мелководно-морские и прибрежные песчано-глинистые образования Предуральского краевого прогиба. Верхняя часть отложений образует типичную сероцветную морскую молассу. Общая мощность разрезов данного типа достигает 1300 - 1800 м.

Латеральные и вертикальные переходы между вторым и третьим типами разрезов артинского ярусов постепенны, поэтому выделить и проследить их на сейсмопрофилях не представляется возможным.

Отложения кунгурского яруса нижней перми в Предуральском краевом прогибе представлены сульфатно-терригенными образованиями, мощностью до 1500 м. В Печорской синеклизе терригенные отложения залегают плащеобразно и имеют мощность около 100 м. На юге Ижма-Печорской впадины развита сульфатно карбонатная толща кунгура, мощностью 40 - 50 м.

Приведенные данные характеризуют условия осадконакопления и позволяют наметить палеоструктурные элементы раннепермской эпохи. Эти данные использованы в статье как основа для сейсмостратиграфического анализа.

### СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Нижнепермский интервал разреза Тимано-Печорского региона заключен между отражающими горизонтами I и I–II или II–III. Он проанализирован на 100 тыс. пог. км сейсмических профилей МОГТ, с учетом данных бурения и наблюдений естественных обнажений, что позволяет подойти к расшифровке нижнепермского палеоструктурного и палеогеографического планов. Они отличаются разнообразием составляющих их элементов.

Глубоководные палеобассейны (палеокотловины) выделены по седиментационным карбонатным уступам, обрамляющим их. Высота уступов достигает 100 - 200 м. Ассельско-сакмарские карбонатные уступы вырисовываются на фоне несогласного, более пологого залегания подстилающих и покрывающих слоев и имеют сложную конфигурацию в плане. На временных разрезах (рис. 5) седиментационные карбонатные уступы, являющиеся ограничениями нижнепермских глубоководных палеобассейнов, фиксируются по прекращению прослеживания параллельно слоистых





I – пикеты профиля, 2 – индексы отражающих горизонтов, 3 – индексы подразделений пермской системы, 4 – линии предполагаемых фациальных переходов. Положение линии профиля показано на рис. 3.



Рис. 6. Временной разрез по профилю 558: интерпретация перехода ассельско-сакмарского шельфа Большеземельского свода в котловину глубоководного бассейна Печорского моря.

Косой штриховкой показаны артинские отложения, другие условные обозначения см. на рис. 5. Положение линии профиля показано на рис. 3.



Рыс. 7. Временной разрез по профилю 1729: интерпретация перехода ассельско-сакмарского карбонатного шельфа через пологий склон в котловину – от Шапкина-Юрьяхинского поднятия к глубоководному бассейну Печорского моря. Положение линии профиля показано на рис. 3. Условные обозначения см. на рис. 5.

отражающих горизонтов артинских отложений и их прислонению к поверхности ассельско-сакмарских образований. К бровкам карбонатных уступов, как правило, приурочены рифогенные постройки. Для них характерны специфическая волновая картина ухудшения или потери корреляции волн, наличие структур облекания, положительная аномалия  $\Delta t_0$  (до 100 мс) между отражающими горизонтами карбона в подошве и отражающими горизонтами I<sub>a + з</sub> или I<sub>a</sub> – вблизи кровли нижней перми, наличие наклонных осей синфазности и дифрагированные волны (рис. 5, 6). Аналогами указанных рифогенных построек являются Ишимбайско-Дуванские рифы, обрамляющие Юрезано-Сылвенскую и Бельскую ванны Предуральского краевого прогиба [11]. Барьерные постройки характерны для южной части Денисовского прогиба (рис. 5) и для севера Хорейверской впадины (рис. 6), где имелись участки резких перепадов глубин дна палеобассейна, с амплитудой 100 - 200 м. Сложнее наметить бортовые зоны глубоководных палеобассейнов на участках, где нет морфологически выраженных рифогенных барьеров, как например, на территории севера Денисовского прогиба. Переходы от биогермных образований Шапкина-Юрьяхинского вала к отложениям глубоководного палеобассейна на территории Денисовского прогиба весьма постепенны (рис. 7). Краевая биогермная постройка выражена слабо и имеет пологий восточный склон шириной до 10 км, к которому прислоняются артинские отложения.

Сейсмическая запись, характеризующая палеошельфы, включает аномалии  $\Delta t_0$ , структуры облекания над ними и участки параллельных, субгоризонтальных, выдержанных по амплитуде отражений. Аномалии и структуры облекания являются сейсмическим выражением внутришельфовых органогенных построек, а участки параллельных субгоризонтальных отражений отвечают лагунным образованиям (рис. 8). Артинские карбонатные палеошельфы характеризуются отражающими горизонтами I<sub>a</sub> и I<sub>a + s</sub> (в кровле и подошве). Между указанными отражениями чаще всего отсутствуют промежуточные. На площади глубоководных палеобассейнов происходит резкое увеличение мощности между ними. Здесь ассельскосакмарские отложения близки по мощности к разрешающей способности метода сейсморазведки (10 - 20 мс). Поэтому артинской толще заполнения на временных разрезах МОГТ отвечает интервал между отражающими горизонтами І-ІІ (в кровле карбона) и I, (кровля карбонатов нижней перми). Интервал включает несколько дополнительных отражений и резко увеличен по сравнению с разрезами палеошельфа (на 100 - 200 м). Комплекс заполнения по латерали и вверх по разрезу сменяется артинско-кунгурской молассой, слагающей Предуральский краевой прогиб. Артинская часть ее разреза достигает 1000 - 1500 м. Сейсмические отражения в артинской молассе менее четкие, чем в карбонатах нижней перми.

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАЛЕОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

На крайнем востоке палеобассейна располагаются Верхнепечорский, Косью-Роговской, Коротанхинский и Большесынинский глубоководные бассейны, разделенные поднятиями шельфов, возможно, и палеосуши (на территории Печорской гряды). Глубоководные палеобассейны близки по очертаниям одноименным ваннам Предураль-



Рис. 8. Фрагменты временных разрезов (а – 833-12а, б – 833-11): шельфовые каменноугольно-нижнепермские биогермы Командиршорского поднятия Лайского свода, параллельные отражения между биогермами проинтерпретированы как лагунные образования.

Положение линий профилей показано на рис. 3. Условные обозначения см. на рис. 5.

ского краевого прогиба. На востоке они подходят к Уралу и ограничены с востока карбонатным палеошельфом Елецкой зоны, в пределах которого распространены барьерные рифы. На западе Верхнепечорский глубоководный палеобассейн ограничивается Мичаю-Пашнинским палеоподнятием, простирающимся от Тимана до Печорской гряды (рис. 3). Зона палеоподнятия характеризуется пониженной мощностью отложений (20 - 100 м). Особенностью ее разрезов является присутствие прослоев доломитов с линзами ангидритов среди органогенно-обломочных известняков. Северозападнее Мичаю-Пашнинского палеоподнятия между Тиманом и Печорской грядой располагается Ижма-Печорский конседиментационный палеопрогиб, компенсированный мелководными шельфовыми и лагунно-шельфовыми ассельскосакмарскими отложениями мощностью до 250 м. На севере региона ассельско-сакмарский глубоководный бассейн (рис. 6) сопряжен с палеошельфом Большеземельского палеосвода. Мощность слагающих последних отложений не превышает 100 м. Периферии палеоподнятий включают пояса органогенных построек. Такие пояса широкой полосой распространены вокруг Большеземельского палеосвода [16] и узкой оторочкой протягиваются

вдоль восточных склонов Печорской гряды и Мичаю-Пашнинских палеоподнятий и выделяются под общим названием террасы бногермообразования [3]. Склоны палеоподнятий были наиболее благоприятны для широкого развития биогермных и рифогенных построек (высотой до 300 м). В гряде Чернышева и в восточной части Варандей-Адзьвинской зоны ассельско-сакмарские отложения отсутствуют. Однако они включены автором в состав террасы биогермообразования, так как в южной части гряды Чернышева на р. Шарью на локальном участке сохранились рифогенные известняки нижнепермского возраста.

На севере Тимано-Печорского региона нижнепермский глубоководный бассейн располагается в северных частях Хорейверской впадины и Денисовского прогиба и раскрывается в сторону Баренцевого моря.

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПЕРМСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

Территория Тимано-Пермского региона в позднекаменноугольную эпоху представляла собой карбонатный шельф. В предассельское время началось воздымание инверсионных валов, кото-

рое привело к возникновению раннепермских поднятий. В ассельско-сакмарское время произошел подъем уровня моря [9, 10, 13]. Рост поднятий при подъеме уровня моря привел к обособлению относительно глубоководных бассейнов, где отлагались маломощные кремнисто-битуминозные карбонатные осадки. На востоке Тимано-Печорского региона ассельско-сакмарские глубоководные бассейны отделялись Уральским карбонатным шельфом или системой рифовых гряд и атоллов от более глубоководного бассейна Лемвинской зоны. В отличие от глубоководных бассейнов Тимано-Печорского региона последний испытывал интенсивное прогибание, с накоплением мощных флишондных толщ. В артинское время начался рост уральского горного сооружения. Он компенсировался прогибанием Предуральского краевого прогиба, в котором накапливались мощные толщи нижней молассы. Терригенные артинские отложения распространились на значительные пространства Тимано-Печерского региона и захоронили глубоководные бассейны за исключением северной и северо-западной частей Верхнепечорской впадины. На границе Верхнепечорской ванны и южной части Ижма-Печорской впадины до кунгурского времени существовал карбонатный уступ, осложненный органогенными постройками артинского, возможно, и кунгурского возраста [12]. Они протрассированы на сейсмических разрезах вдоль западного борта Верхнепечорской ванны в полосе шириной 1 - 2 км на 50 км [2]. Указанный глубоководный бассейн просуществовал до начала кунгурского века и был компенсирован терригенно-сульфатными толщами. Тогда же Верхнепечорская ванна Предуральского краевого прогиба оформилась в очертаниях, близких к современным. Таким образом, развитие бассейна обусловлено ростом валообразных поднятий и подъемом уровня моря в ассельско-сакмарское время.

#### выводы

1. Фациальная зональность рассмотренного палеобассейна определена тектоническими движениями, формировавшими конседиментационные инверсионные валы северо-западного простирания. Последние в условиях подъема уровня моря создали конфигурацию карбонатных шельфов и относительно глубоководных котловин.

2. Области относительно глубоководных бассейнов в нашей интерпретации имеют большую площадь и более сложную конфигурацию, чем предполагалось ранее. Раннепермский глубоководный бассейн Печорского моря выделен впервые и требует дальнейшего изучения, особенно в пределах современного шельфа. Установлена отчетливая связь между развитием террасы биогермообразования и ростом палеоподнятий. 3. В нефтепоисковом отношении наибольший интерес представляют зоны сопряжения карбонатных шельфов и глубоководных бассейнов региона, где в органогенных постройках содержатся значительные ресурсы углеводородов. Эти зоны необходимо покрыть площадными съемками ОГТ на экстраполированных участках, особенно в северных частях Предуральского краевого прогиба. Большое значение имеют продуктивные органогенные постройки внутри глубоководных палеобассейнов (типа Вуктыльской). Их обнаружение нельзя исключать в Коротаихинской и Косью-Роговской ваннах.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляков Л.Н., Енокян Н.В. Взаимоотношение перми и карбона в Печорском угольном бассейне и в смежных районах // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 1976. № 8. С. 104 - 109.
- Богданов Б.П., Беляков С.Л., Белякова Е.П. Перспективы нефтегазоносности западной части Верхнепечорской впадины // Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений. Пермь: Пермский политехнический ин-т, 1989. С. 15 - 19.
- Важенин Г.В., Иоффе Г.А. Закономерности распространения органогенных построек в нижнепермском карбонатном комплексе Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в Тимано-Печорской провинции. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1986. С. 80 86.
- Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 19 - 27.
- Войновский-Кригер К.Г. Кечпельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала // Материалы Второй геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: Комигиз, 1947. С. 17 - 25.
- 6. Енокян Н.В., Коновалова М.В., Беляков Л.Н. О возрасте и палеоструктурном положении верхнепалеозойских рифовых образований на р. Кожим // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 1976. № 8. С. 110 - 113.
- Иванов А.В., Коновалова М.В., Сливкова Р.П. и др. Фациальный состав и условия нефтегазонакопления продуктивных верхнекаменноугольных и пермских отложений северных платформенных районов Тимано-Печорской провинции // Геология и нефтегазоносность Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 1977. Вып. 4. С. 137 - 151.
- Иоффе Г.А., Коновалова М.В., Сливкова Р.П. и др. К вопросу о биогермных образованиях в нижнепермских отложениях Денисовской впадины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 1976. С. 144 - 145.
- 9. Кузькокова Н.Н. Нижнепермские отложения Средней Печоры. Л.: Наука, 1976. 128 с.

- Муравьев И.С. Стратнграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань: Казанский ун-т, 1972. 202 с.
- Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков М.: Недра, 1974. 201 с.
- Савинкин П.Т., Соломатин А.В. О перспективах газонефтеносности кунгурских отложений Верхнепечорской впадины // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1971. Вып. 14. С. 3 - 5.
- 13. Сейсмическая стратиграфия / Под. ред. Пейтона Ч. Пер. с англ. М.: Мир, 1982. 846 с.
- Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под. ред. Дедеева В.А. Л.: Наука, 1982. 200 с.

- Тектонические критерии нефтегазоносности Печорской плиты. Л.: Наука, 1986. 217 с.
- 16. Фирер Г.М., Галкин А.И. Залежи нефти в рифовых массивах перми-карбона в юго-восточной части Хорейверской впадины // Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 1975. Вып. 3. С. 226 - 229.
- 17. Чермных В.А., Кузькокова Н.Н. О предассельском размыве в Северном Приуралье // ДАН СССР. 1965. Т. 165. № 4. С. 911 914.

Рецензент: Н.В. Короновский

## Lower Permian Paleostructurual Units of the Timan-Pechora Region S. L. Belyakov

Analyses of drilling cores, CDP seismic time sections and studies of outcrops suggested delineating certain pa-'eostructural units of the Early Permian sedimentary basin: relatively deep-water basins and shelf rises. The positions of four eastern basins correspond to the depressions of the Fore-Urals-Paikhoi foredeep. On the west, the depressions are framed by paleo-shelf rises. In CDP time sections, the boundaries of the depressions and the shelf are pronounced in anomalies typical of barrier reefs. They can be delineated with the typical onlapping of reflectors with respect to the edges of the shelf's slopes. Shelf sections appear to be composed of Asselian-Sakmarian limestones (100 - 300 m) while their relatively deep-water age counterparts are clayey siliceousbituminous limestones (10 - 40 m). Paleo-structural patterns of the basin resulted from the growing domeshaped uplifts and the sea level rise in the Asselian-Sakmarion time. In the east, the Lower Permian paleo-basin approaches the Urals and conjugates with the Lemva deep-water basin through a system of reefs and banks of the Uralian paleo-shelf.

# удк 551.242.2/550.834 ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН (по сейсмическим материалам)

### © 1994 г. А. И. Пилипенко

Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам "Южморгеология", г. Геленджик Поступила в редакцию 24.02.93 г.

На основании анализа сейсмических съемок, выполненных на океанских геотраверзах, сделан вывод о значительной тектонической расслоенности консолидированной коры в глубоководных котловинах Индийского и Атлантического океанов. Приводятся примеры сейсмических профилей, иллюстрирующие особенности структурообразования коры в различных геоморфологических районах. В Бразильской котловине широкое распространение получила система нарушений и чешуйчатых надвигов, характеризующаяся падением плоскостей разрывов в направлении, противоположном гребню Срединно-Атлантического хребта, что не вписывается в стационарные модели унаследованности морфоструктуры от спрединговых центров. Приводятся примеры наклонных отражений и дается возможное объяснение их природы.

### введение

Одной из наиболее распространенных и традиционных точек зрения длительное время являлись представления о горизонтально-слоистой модели строения океанической консолидированной коры либо об относительной ее монолитности. Этому во многом способствовало то, что на ранних этапах изучения дна Мирового океана в качестве одного из основных и широко распространенных методов исследования использовалось глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Данный метод хотя и дает качественные представления о строении консолидированной коры на достаточную глубину, однако не позволяет получать информацию об ее внутренней структуре.

С другой стороны, обнаруживаемые на сейсмопрофилях латеральные неоднородности океанического фундамента во многих отечественных и зарубежных публикациях интерпретировались и продолжают интерпретироваться исходя из признания исключительной роли сбросового механизма тектоники, унаследованного от спрединговых центров срединно-океанических хребтов [2, 22].

В последние годы в отечественной литературе убедительно показано [11 - 18], что концепция тектонической расслоенности литосферы с успехом может быть применена для расшифровки строения океанского субстрата. В работах Ю.М. Пущаровского с соавторами [12, 15] обоснован новый подход к интерпретации пакетов наклонных отражающих границ, фиксируемых на профилях многоканального сейсмического профилирования в Центральной Атлантике. Их происхождение объяссяется наличием многочисленных надвигов, расслаивающих кору на отдельные тектонические пластины. В Северо-Западной Пацифике генезис некоторых крупных океанских поднятий с утолщенной корой (Шатского, Хесса и др.) также впервые рассмотрен с позиций скучивания литопластин [13].

К настоящему времени накопились многочисленные фактические материалы (сейсмические данные) по тектонической расслоенности различных районов Мирового океана, требующие дальнейшего осмысления и систематизации. Выполненные объединением "Южморгеология" в 1980 -1990 гг. значительные объемы геофизических исследований на океанских геотраверзах в Индийском (10° - 18° ю.ш.) и Атлантическом (8° -12° ю.ш.) океанах позволяют существенно дополнить представления о масштабах и характере тектонической расслоенности коры в глубоководных котловинах.

В настоящей статье рассмотрены некоторые закономерности пространственного распространения тектонической расслоенности (рис. 1), вытекающие из анализа площадных сейсмических съемок многоканального сейсмического профилирования МОГТ (метод общей глубинной точки) и НСП (непрерывное сейсмоакустическое профилирование), выполненных в разные годы в котловинах Атлантического и Индийского океанов. Некоторые аспекты, посвященные данной тематике, частично рассматривались в публикациях [7 - 9].

Сейсмические исследования МОГТ на океанских геотраверзах выполнялись с использованием 24-канальной приемной установки на базе 2400 м. В качестве источника упругих колебаний применялись групповые пневматические излучатели (частоты 5 - 25 Гц). Регистрация сейсмоакустических сигналов при наблюдениях НСП осуществлялась



Рис. 1. Схема местоположения фрагментов сейсмических профилей, иллюстрируемых рис. 2 - 9 в Атлантическом (а) и Индийском (б) океанах.

на частотах 80 - 200 Гц. Работы выполнялись на специализированных судах (НИС "Исследователь", "В. Альбанов") по единой технологии и методике морских работ с использованием однотипных приемов обработки, что является благоприятным фактором для проведения сейсмостратиграфического и сравнительного анализов. Программа окончательной обработки сейсмической информации на ЭВМ включала стандартные процедуры, в том числе миграцию временных разрезов значительной части сейсмических профилей.

### АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Ангольская котловина. Океаническая кора Ангольской котловины относительно слабо изучена сейсмическими методами. Исследования трансатлантического Анголо-Бразильского геотраверза, проводившиеся НПО "Южморгеология" в 1979 - 1986 гг., показали [4, 10], что в Ангольской котловине поверхность океанического фундамента характеризуется в основном широким развитием относительно выровненного (гладкого) рельефа и слабой расчлененностью. Это заметно отличает ее от других глубоководных котловин.

Изучение тонкой структуры волнового поля (частоты 5 - 30 Гц) так называемой "нормальной" океанической коры на геотраверзе (9° - 12° ю.ш.) позволило обнаружить в околоповерхностной структуре второго слоя мелкомасштабные аккреционные формы, обусловленные процессами тектонического сжатия на ранней стадии раскрытия Атлантики. На рис. 2 приведены фрагменты временных разрезов МОГТ с тяпичной сейсмической записью, наблюдаемой на сейсмопрофилях в Ангольской котловине. Прежде всего выделяются участки с отчетливо выраженным блоковым (рис. 2а, 2б) и чешуйчато-блоковым (рис. 2в) строением. Линейные размеры блоков, разделенных, судя по всему, взбросами и надвигами, наклоненными повсеместно в западном направлении, составляют 2 - 5 км.

Показательно, что повсеместно взбросовые блоки слегка запрокинуты (первые градусы) в западном направлении, т.е. в сторону осевой части Срединно-Атлантического хребта. В этом направлении они имеют минимальные размеры, что установлено при совместном анализе субширотных и субмеридиональных профилей. Легко видеть, что сейсмические профили пересекают не горизонтальные слои, а пакеты моноклинальных блоков и тектонических пластин с погружением в сторону осевой части Срединно-Атлантического хребта. Обращает на себя внимание то, что генеральное их простирание приблизительно параллельно азимуту простирания линейных магнитных аномалий. Восточнее последней линейной аномалии № 34 (поздний мел) располагается обширная область так называемого "спокойного" магнитного поля с малоамплитудными (до 100 нТл) аномалиями. Судить о корреляции отдельных осей здесь сложно, однако аномальные зоны, объединяющие группы локальных повышений или понижений уровня поля, вытянуты примерно параллельно аномалиям 32 - 34.

Наличие в фундаменте Ангольской котловины структур тектонического сжатия, которые не затрагивают перекрывающий эсадочный чехол, можно объяснить исходя из представления о спрединговом происхождении коры и наращивании ее в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. В литературе оживленно дискутируется вопрос о природе тектонических смещений в периферийных зонах рифтовых зон. Согласно одной из альтернативных моделей [19], обстановка растяжения, господствующая в экструзивной зоне срединно-океанических хребтов, на некотором от нее удалении сменяется компенсационным сжатием, в результате чего тектонические ступени представляют собой результат взбросовых движений блоков коры.

Судя по характеру сейсмической записи, можно полагать, что на ранней стадии эволюции Срединно-Атлантического хребта этот процесс был стационарным и сопровождался формированием регулярно развитой блоковой и чешуйчатой структуры фундамента. Блоки не только смещались один относительно другого, но и, очевидно, испытывали вращение по надвиговым (взбросонадвиговым) поверхностям.

Показательно, что структуры растяження получили ограниченное развитие на исследуемой площади и наблюдаются лишь в узкой зоне субмеридионального простирания на расстоянии 450 -470 км от побережья (начальная часть геотраверза), причем ступени в сбросовых уступах запрокинуты (наклонены) к востоку. Направление наклона и простирание сбросов в океанической коре сохраняются такими же, как и у структур сжатия, описанных выше.

51

Следует отметить, что внутрикоровые горизонты в Ангольской котловине известны также южнее Анголо-Бразильского геотраверза между 18° и 19° ю.ш. [23]. Здесь на временных разрезах внутри второго слоя выделяются отражающие горизонты, полого наклоненные на запад. Ю.М. Пущаровский и др. с позиций тектонической



Рвс. 2. Фрагменты сейсмических профилей МОГТ, иллюстрирующие строение второго океанического слоя в Ангольской котловине.

ПФ, ПД – поверхности фундамента и дна. Наклонные стрелки – направление доседиментационного смещения блоков вдоль разрывных нарушений. Горизонтальные стрелки: светлая – направление доседиментационного сжатия, черная – направление омоложения возраста фундамента (в сторону Срединио-Атлантического хребта). Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. расслоенности рассматривают их в качестве надвигов [15], что вполне увязывается с приведенной выше нашей интерпретацией.

Бразильская котловина. Особенности строения океанической коры Бразильской котловины фрагментарно рассматривались в ряде публикаций [15 - 17]. Наблюдаемые на широтном профиле (вдоль 12° ю.ш.), отработанном в полосе Анголо-Бразильского геотраверза, пакеты наклонных отражающих горизонтов Ю.М. Пущаровский с соавторами интерпретируют в качестве надвигов. Развивая концепцию тектонической расслоенности литосферы, эти авторы считают, что породы третьего слоя океанической коры, обнаруживаемые на склонах абиссальных холмов при драгировании, были выведены в верхние горизонты коры по поверхностям надвигов. Согласно другой точке зрения [2], выходы ультрабазитов и габбро являются следствием существования пологих листрических сбросов, падающих в сторону современного Срединно-Атлантического хребта. Эти выводы основываются на вероятностной интерпретации профилей непрерывного сейсмоакустического профилирования на одном из полигонов Бразильской котловины.

На основании бурения скв. DSDP 355 установлено, что океанический фундамент на западе Бразильской котловины представлен толеитовыми базальтами позднемелового (кампан) возраста [20], что не противоречит данным магнитометрии о возрастной идентификации и распределении в плане полосовых линейных аномалий (13 - 34) с постепенным "удревнением" их в сторону континента Южной Америки.

Анализ сейсмических профилей, отработанных в полосе Анголо-Бразильского геотраверза (между 8° и 12° ю.ш.), показал, что структурный стиль океанического фундамента Бразильской



Рис. 3. Фрагмент сейсмического профиля МОГТ (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующий доседиментационный надвиг в консолидированной коре Бразильской котловины (западная часть).

1 – осадочный чехол; 2 – поверхность океанического фундамента; 3 – наиболее выразительные отражающие горизонты в осадочном чехле; 4 – вероятная интерпретация блокового строения поднадвигового крыла. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. котловины (вне зон трансформных разломов) определяется системой разрывных нарушений, обусловленной сжимающими напряжениями, направленными преимущественно в сторону Срединно-Атлантического хребта. Несмотря на относительно редкую сеть профилей (50 - 100 км), сделано заключение о том, что наряду с субмеридиональными широко распространены и диагональные (косые) простирания латеральных структурных неоднородностей, особенно характерные для западной части котловины (западнее 28° з.д.).

Области тектонического торошения и скучивания океанического фундамента занимают около 70% площади Бразильской котловины. Остальная часть характеризуется относительно выровненным рельефом и слабой расчлененностью поверхности фундамента и может быть отнесена к так называемому "нормальному" типу коры. В качестве примера на рис. 3 приведен фрагмент временного разреза по профилю МОГТ в западной части Бразильской котловины, иллюстрирующий характер сейсмической записи в зоне надвига на стыке двух крупных литопластин. Разница в гипсометрии поверхности фундамента в зоне деформаций (фронтальная часть) достигает 1 км. Поверхность фундамента верхней литопластины в зоне деформаций нарушена частыми разрывами, сопровождаемыми наложением цуга дифрагированных волн. Поднадвиговая литопластина с глубнной испытывает резкий излом. Судя по сейсмической записи, наиболее вероятной представляется блоковая (чешуйчато-блоковая) модель строения поднадвигового крыла. Его структура во многом соответствует геологической модели "клавишного" погружения, наблюдаемого в зонах пододвигания [5]. Сама поверхность надвига, очевидно, затрагивает и верхнюю часть мантии.

Как видно из рис. 3, первый океанический слой представлен почти невозмущенными горизонтально-слоистыми осадками (турбидитами), что свидетельствует о доседиментационном характере относительных горизонтальных смещений коровых литопластин.

Структуры тектонического сжатия, обусловленные движением тектонических масс в восточном направлении, картируются также на восточной периферии Бразильской котловины (в зоне перехода к структурам Срединно-Атлантического хребта). Сейсмические профили здесь обнаруживают обширные зоны тектонического дробления и интенсивной деформированности океанической коры (рис. 4). На представленном фрагменте профиля первый океанический слой сложен пелагическими осадками. Ширина между отдельными литопластинами и блоками изменяется от 1 до 10 км, углы наклона взбросо-надвигов варьируют



Рис. 4. Фрагмент профиля НСП (a) с интерпретацией (б), иллюстрирующий структуры тектонического сжатия в восточной периферийной части Бразильской котловины.

I – поверхность океанического фундамента; 2 – направление смещения взбросо-надвиговых блоков вдоль разрывных нарушений. Горизонтальные стрелки: светлая – направление сжатия, черная – направление омоложения океанического фундамента. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. в пределах 10° - 45°. Амплитуда разрывов в отнюдь не редких случаях достигает первых сотен метров.

Результаты анализа сейсмических материалов позволяют сделать заключение о существовании преобладающей обстановки сжатия в Бразильской котловине. Зоны растяжения развиты здесь ограниченно. Они выражаются узкими V-образными депрессиями и ступенчатыми батиметрическими уступами. Сейсмические материалы свидетельствуют о том, что тектоническое расслоение океанической коры произошло, главным образом, на ранней стадии эволюции Бразильской котловины. В то же время усиление роли молодых тектонических движений, приведших к относительным смещениям по разрывам горизонтов в осадочном чехле, отмечается на западной периферни Бразильской котловины и сопряженном фланге Срединно-Атлантического хребта.

Важно подчеркнуть, что, в отличие от многих других районов Западной и Восточной Атлантики, в Бразильской котловине получила широкое распространение система нарушения и чешуйчатых надвигов, характеризующаяся падением плоскостей разрывов в сторону, противоположную гребню Срединно-Атлантического хребта. Это позволяет сделать вывод об отсутствии глобальной билатеральной симметрии относительно Срединно-Атлантического хребта в структуре фундамента одновозрастных аналогов, каковыми являются Ангольская и Бразильская котловины. В свете изложенных данных становится понятным нахождение пород третьего слоя на склонах абиссальных холмов при драгировании. Полученный фактический сейсмический материал согласуется с точкой зрения Ю.М. Пущаровского и др. [15] о том, что породы габбро и ультрамафиты были выведены на поверхность дна по пологим надвигам.

Котловина Сьерра-Леоне. В 1979 г. НПО "Южморгеология" в котловине Сьерра-Леоне и на одноименной возвышенности было выполнено многоканальное сейсмическое профилирование МОГТ в объеме 2500 км (рейс НИС "Исследователь"). Анализ особенностей сейсмической записи позволяет сделать следующие выводы.

1. Осадочный чехол котловины, представленный преимущественно турбидитами (горизонтально-слоистыми осадками), на большей части площади не затронут дизъюнктивной тектоникой или складчатыми деформациями. (Исключение составляют субширотно ориентированные поперечные зоны сдвиговых деформаций.)

2. Разрастание морского дна в котловине Сьерра-Леоне сопровождалось формированием разнообразных дизъюнктивных и пликативных структурных форм в фундаменте, обусловленных ранним (докайнозойским) тектоническим сжатием.

3. По особенностям морфологии и степени дислоцированности поверхности океанического фундамента, его глубинной инфраструктуры выделяются три типа океанического фундамента:



Рис. 5. Фрагмент профиля МОГТ, иллюстрирующий характер сейсмической записи в центральной части котловины Сьерра-Леоне.

На разрезе видны наклонные отражения, оканчивающиеся в подошве земной коры. *М* – предположительно поверхность Мохоровичича. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах.

1) океанический фундамент, деформированный в пологие ундуляции, по-видимому, субмериднонального простирания, с длиной волны 10 - 15 км н амплитудой в первые сотни метров. Этот тип фунпамента картируется в основном в северо-восточной части котловины Сьерра-Леоне; 2) океаническни фундамент с ярко выраженной чешуйчатой структурой второго океанического слоя. Установлена преобладающая приуроченность этого типа фундамента к участку океанического ложа, примыкающего к возвышенности Сьерра-Леоне, причем азимут падения (погружения) чешуйчатых надвигов здесь направлен в восточном направлении; 3) океанический фундамент, представленный слабо деформированной либо относительно гладкой поверхностью одновременно с хорошо выраженными на сейсмической записи наклонными отражениями (с углами наклона 15° - 20°), которые, судя по данным анализа скоростей, обусловлены реальными геологическими границами, интерпретируемыми нами как поверхности надвигов. Они расслаивают кору на серии наклонных литопластин (рис. 5). На времени 9.8 - 10 с фрагментарно прослеживающиеся низкочастотные оси синфазности фиксируют субгоризонтальную поверхность отслоения, которая, надо полагать, отвечает границе Мохо. Последняя выступает в данном случае в качестве поверхности срыва и относительного горизонтального смещения океанского субстрата по латерали.

## ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Центральная котловина. Деформации сжатия океанической литосферы в северной части Центральной котловины являются уже длительное время известным и широко освещенным в литера-

туре геологическим явлением [1, 3, 24]. В результате сейсмических съемок НСП, выполненных НПО "Южморгеология" на Маскаренско-Австралийском геотраверзе, получена информация об особенностях геологического строения Центральной котловины на широте 10° - 18° ю.ш. между меридианами 85° и 90° [9]. Анализ полученных материалов показал, что деформации сжатия в Центральной котловине широко развиты также и к югу от экватора вплоть до 20° ю.ш. Здесь наметилась ЮЗ - СВ зональность пространственного положения разрывных нарушений, дискордантно расположенных по отношению к спрединговому структурному плану, характеризующемуся субширотным простиранием линейных магнитных аномалий.

Анализ материалов МОГТ в этом регионе позволил оценить структурный стиль деформаций и характер тектонической расслоенности на всю глубину корового разреза [8]. Наиболее примечательной особенностью глубинного строения является наличие на временных разрезах МОГТ серий наклонных осей синфазности, отвечающих протяженным негоризонтальным поверхностям. Они расслаивают коровый разрез 2-го и 3-го слоев на тектонические пластины. Усиление тектонической расслоенности отмечается вблизи зон глубинных разломов 85° и 90° в.д. В зоне разлома 85° в.д. как с востока, так и с запада наблюдается выполаживание и расщепление наклонных отражающих горизонтов вблизи поверхности Мохоровичича.

На рис. 6 приведен пример строения океанической коры в Центральной котловине на участке между разломами 85° и 90° в.д., где надвиговый стиль деформаций в осадочном чехле и околоповерхностной структуре фундамента установлен



Рыс. 6. Мигрированный фрагмент временного разреза по профилю МОГТ, иллюстрирующий надвиговые дислокации в Центральной котловине на широте 11°50' (между разломами 85° и 90° в.д.).

Точки – наиболее динамически выраженные поверхности надвигов (срывов) в консолидированной коре. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах.



Рис. 7. Мигрированный фрагмент временного разреза по профилю МОГТ, иллюстрирующий характер сейсмической записи в районе разлома 92° в.д. (западная часть Западно-Австралийской котловины).

Точки - наиболее вырязительные отражающие границы, отождествляемые с поверхностями срывов, треугольники - предполагаемое гипсометрическое положение подошвы земной коры; стрелки – направление смещения блока вдоль разрывных нарушений в зоне разлома (сдвига); точка в центре окружности – направление горизонтального смещения коры вдоль разлома в южном направлении, крест – в северном. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. по данным площадной съемки непрерывного сейсмоакустического профилирования [9]. Позднемиоценовое сжатие здесь было направлено с юговостока на северо-запад [9].

На фрагменте широтного профиля МОГТ наиболее выразительно выделяются две тектонические пластины, залегающие одна над другой. В структурном отношении фронт второй пластины представляет собой остроугольный клиновидный блок, состоящий из мелких и относительно пологих надвигов, часть которых затухает, не достигая поверхности фундамента. Поднадвиговая поверхность, судя по всему, продолжается ниже уровня границы Мохо. Следовательно, тектоническими деформациями и относительными горизонтальными смещениями была охвачена не только кора, но, надо полагать, и верхняя мантия. Этот вывод находится в соответствии с данными о сейсмичности, свидетельствующими о существовании в северной части Индийского океана глубинных (20 - 30 км) эпицентров землетрясений [24].

Западно-Австралийская котловина. В западной части Западно-Австралийской котловины (между меридианами 90° и 98°), по данным площадной съемки НСП, существует ЮЗ - СВ и ЮЮЗ - ССВ зональности латеральных неоднородностей в фундаменте. При этом усиление контрастности и выразительности расслоенности коры отмечается близ зон региональных разломов, которые в западной части котловины, как и в Центральной, имеют субмеридиональное простирание. Здесь, как и на западной границе Восточно-Индийского желоба, реактивизация тектонических движений привела к образованию вторичных взбросо (надвиго)-сдвигов с азимутом простирания около 30° - 45°. В Восточно-Индийском желобе они характеризуются кулисообразным расположением в плане и ориентированы под углом около 30° - 35° к разлому 90° [9].

Анализ данных МОГТ показал, что океаническая кора охвачена деформациями на всю ее мощность (даже на значительном удалении от разломных зон). На временных разрезах МОГТ прослеживаются серии наклонных отражений, связанных с пологими сколами (надвигами), очевидно, со значительной сдвиговой составляющей. Фрагмент временного разреза (рис. 7) – пример сейсмического изображения наклонных отражений в коре раннекайнозойского возраста (изохрона около 60 млн. лет) Западно-Австралийской котловины к востоку от разлома 92° в.д., рассматриваемого как пассивный след трансформного разлома субмеридионального простирания [21]. На глубине отмечается выполаживание наклонных отражений, очевидно, в подошве земной коры, мощность которой оценивается величиной порядка 7 км (при средней скорости 6.5 км/с). Однако непосредственно в зоне разлома 92° в.д. мощность земной коры существенно возрастает, что следует рассматривать как результат

В сечении субширотного профиля углы наклона поверхностей надвигов составляют в среднем 10° - 15°. Однако истинные их углы наклона могут оказаться несколько большими, принимая во внимание северо-восток - юго-западную ориентацию простираний латеральных неоднородностей. Вместе с тем не везде глубинные дислокационные процессы находят отражение в рельефе поверхности фундамента. Так, второе (слева) по динамической выразительности наклонное отражение затухает в верхней части консолидированной коры, не достигая поверхности фундамента (рис. 7). Глубинная инфраструктура океанского субстрата свидетельствует скорее о расслоенности верхней части мантии.

Благодаря использованию высокочастотных излучателей сейсмической энергии, обеспечивающих высокое разрешение, на профилях НСП удалось получить данные о деталях строения верхней части океанического слоя. Оказалось, что даже на участках, относимых при районировании к гладкому типу фундамента (равнина Гаскойн), поверхность 2-го слоя океанической коры несет отпечаток хорошо выраженной чешуйчато-блоковой структуры (рис. 8а, 8б). При этом временные разрезы НСП, несмотря на их принадлежность к различным геоморфологическим районам, отличаются однотипной сейсмоволновой картиной, что надо понимать как отражение фундаментальной закономерности структурообразования спрединговой коры, в основе которой лежит механизм сжатия.

Из представленных на рис. 8 фрагментов временных разрезов НСП видно, что поверхность акустического фундамента не представляет собой единую стратиграфическую единицу (горизонт), а состоит из системы последовательно наложенных одна на другую тектонических чешуй, гармонично надстраивающих разрез второго слоя по латерали. Размер неоднородностей составляет 2 - 5 км.

При анализе профильных пересечений НСП в восточной части Западно-Австралийской котловины (равнина Гаскойн) установлена структурная анизотропия второго слоя океанской коры. Более мелкие размеры блоков характерны для субширотного направления. В субмеридиональном направлении плотность тектонических нарушений значительно меньшая. Рис. 9 наглядно иллюстрирует различия в тектонической расслоенности второго слоя на двух взаимопересекающихся профилях. Как видно из этого рисунка, относительно достоверное заключение о характере поведения поверхности фундамента может быть сделано только с учетом данных по двум профилям – субширотному и субмеридиональному. В еще большей степени данный вывод относится к глубинной структуре коры, где тектонические границы



Рыс. 8. Фрагменты профилей НСП, иллюстрирующие характер сейсмоакустической записи в западной (а) и центральной (б) частях абиссальной равнины Гаскойн (восточная часть Западно-Австралийской котловины). На рисунке видно ступенчато-блоковое (чешуйчатое) строение океанического фундамента. ПФ – поверхность фундамента. Горизонтальные стрелки: светлая – направление доседиментационного сжатия, черная – направление омоложения возраста фундамента. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. Обращает внимание однотипность сейсмоволновых картин на фрагментах (а) и (б) и ее подобие (сходство) с рис. 2 (Ангольская котловина).

(пологие надвиги, срывы) легко принять за петрологические, особенно в малоизученных регионах без учета упомянутых выше факторов. Профили многоканального профилирования обнаруживают в коре раннемелового возраста (равнина Гаскойн) в основном упорядоченные субмеридиональные простирания надвиговых пластин с падением плоскостей в западном направлении. Показательно, что наблюдается преимущественное совпадение простираний надвиговых дислокаций с изохронами возраста коры и направлением падения моноклинальных блоков (пластин) в сторону омоложения океанической коры.

#### выводы

1. Как в Индийском, так и в Атлантическом океанах латеральная неоднородность коры глубоководных котловин обусловлена тем, что профили пересекают в основном не горизонтальнослоистую толщу, а аккреционные комплексы различной степени дислоцированности, обусловленной сжимающими напряжениями. Наличие в фундаменте глубоководных котловин структур тектонического сжатия, образовавшихся еще до начала накопления осадочного чехла, не противоречит представлениям о спрединговом происхождении коры и наращивании ее в осевой зоне срединно-океанического хребта. Обстановка растяжения, господствующая в рифтовой зоне срединно-океанического хребта, надо полагать, как это следует из фактического материала, на некотором расстоянии от него сменяется компенсационным сжатием, что приводит к уплотнению движущихся плит при удалении от оси спрединга и существенной их первичной тектонической расслоенности.

2. Постспрединговые тектонические деформации в значительной степени могут изменить реликтовый (спрединговый) план. Прежде всего это относится к Центральной (Индийский океан) и Бразильской (Атлантика) глубоководным котловинам, которые отличаются наличием автономных структурных планов, генетически не связанных с раскрытием дна в осевой зоне сре-



Рис. 9. Фрагменты профилей НСП, иллюстрирующие характер сейсмоакустической записи по меридиональному (а) и широтному (б) профилям в восточной части равнины Гаскойи.

Точка А – пересечение профилей, ПФ – поверхность фундамента (разбитого надвигами – на (б)). На рисунке видны различия в степени расчлененности рельефа океанического фундамента. Стрелки на фрагменте (б): светлая – направление сжатия в раннюю эпоху раскрытия (разрастания дна) Западно-Австралийской котловины, черная – направление омоложения возраста фундамента. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах.

динно-океанического хребта. Сказанное относится также к северо-восточной части Сомалийской котловины, где по данным многоканального сейсмического профилирования установлено существование процессов скучивания коры и латерального тектонического перемещения литопластин в сторону Аравийско-Индийского срединного хребта [9].

Следует отметить, что в отдельных глубоководных котловинах (Западно-Австралийской и Северо-Австралийской) многие из разрывных нарушений в осадочном чехле возникли в результате реактивизации древнего структурного плана и, следовательно, в определенной степени наследуют первичные латеральные неоднородности океанской коры.

3. В приэкваториальной Атлантике получила широкое распространение система нарушений и чешуйчатых надвигов, характеризующаяся падением плоскостей разрывов в сторону Срединно-Атлантического хребта (Ангольская котловина) и в противоположном направлении относительно его гребня (Бразильская котловина). Таким образом, налицо глубинная асимметрия запада и востока Атлантики. Наличие специфического структурного плана в Бразильской котловине требует объяснения. В рамках только классической тектоники плит с ее представлениями о механизме сбросовой тектоники, сопровождающей раздвижение плит и спрединг океанского дна на гребне срединно-океанического хребта, это выполнить трудно. Представляется вполне логичным использование для объяснения указанного феномена нелинейной геодинамики [11, 14], которая, изучая неупорядоченные проявления структурообразующих движений, существенно дополняет классическую тектонику плит.

4. Ранняя спрединговая история котловины Сьерра-Леоне отличалась своеобразием и специфичностью. Особенности дислоцированности пород фундамента, наличие чешуйчатых надвигов с меняющимся азимутом падения по площади не вписываются в стационарные модели унаследованности морфоструктуры от спрединговых центров срединно-океанического хребта. 5. Вполне очевидно, что постспрединговые деформации океанской коры должны неизбежно приводить к нарушению первоначального облика линейных магнитных аномалий, изначально формирующихся в осевой зоне спрединговых хребтов, в связи с деструктивным влиянием тектонического фактора на структуру магнитоактивного слоя. На некоторых участках Центральной котловины (в частности, между разломами 86° и 90° в.д.) и Западно-Австралийской котловины (район Восточно-Индийского желоба и др.) идентификация спрединговых магнитных аномалий носит условный характер [25], что, возможно, является следствием деструктивного процесса.

6. Отсутствие на разрезах МОГТ протяженных отражающих горизонтов, обусловленных петрологическими границами раздела, возможно, соответствует реальной сейсмогеологической обстановке. Так, в результате "наклонного" сейсмического эксперимента в районе скважины 417D в Атлантическом океане на основании полученной скоростной модели был сделан вывод о том, что геофизические толщи 2В и 2С, обычно выделяемые в составе второго океанического слоя, не разделяются, а физические свойства последнего плавно изменяются с глубиной. Не получено также четкой границы между вторым и третьим слоями океанической коры [6]. Возможно, что многие из глубинных отражающих границ, выделяемых на сейсмопрофилях МОГТ, в действительности представляют собой тектонические поверхности срывов и пологих надвигов. Последние без тщательного анализа тектонической обстановки можно легко принять за петрологические границы раздела.

В заключение автор выражает признательность Ю.М. Пущаровскому за консультации, а также за содействие в публикации ряда статей в журналах РАН, что способствовало подготовке данной публикации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
- Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. и др. Некоторые особенности структуры океанской коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 46 - 55.
- 3. Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15 - 23.
- Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: М-во геологии СССР, 1986. 170 с.

- Лобковский Л.Н. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
- 6. Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Базовкина И.Т. Строение второго слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным // Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ АН СССР, 1981. № 12. 84 с.
- Пилипенко А.И. Структурные особенности океанической коры Ангольской котловины // Докл. АН СССР. 1992. Т. 317. № 4. С. 650 - 654.
- 8. Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры в глубоководных котловинах Индийского океана // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 1. С. 152 156.
- 9. Пилипенко А.И., Корсаков О.Д. Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. № 5. С. 27 - 49.
- Пилипенко А.И., Свистунов Ю.И. Океаническое ложе востока экваториальной Атлантики по материалам сейсмостратиграфического анализа // Жизнь земли. Геодинамика и экология. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 85 - 90.
- Пущаровский Ю.М. Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 1. С. 157 - 161.
- Пущаровский Ю.М., Ельников Н.И., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта (20° ю.ш.) // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5 - 13.
- Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.П. Тектоника Северо-Запада Тихого окезна // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5 - 18.
- 14. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15 - 26.
- Пущаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97 - 112.
- Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанической коры // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1441 - 1444.
- Разницин Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 678 - 680.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1990. 216 с.
- 19. Harrison C.G.A. Tectonics of mid-ocean ridges // Tectonophysics. 1974. V. 22. № 2. C. 301 315.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1978. Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. V. 39. 960 p.
- 21. Liu C.S., Curray J.R., McDonald J.M. New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 65. № 3. P. 331 - 342.

ГЕОТЕКТОНИКА №1 1994

- McCarthy S., Mutter J.C., Norton J.L. et al. Relict magma chamber structures preserved within the Mesozoic North Atlantic crust // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100. № 9. P. 1423 - 1436.
- Musgrove L.A., Austin J.A. Intrabasement structure in the southern Angola Basin // Geology. 1985. V. 11. № 3. P. 169 - 173.
- Petroy P.E., Wiens D.A. Historical Seismicity and Implications for Diffuse Plate Convergence in the Northeast Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. Nº B9. P. 12301 - 12319.
- Sclater J.O., Fisher R.L. Evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // Geol. Soc. Am. Bull. 1974. V. 85. № 5. P. 683 - 702.

# Tectonic Delamination of Oceanic Crust of Deep-Water Basins

## A. I. Pilipenko

Seismic surveys on oceanic geotraverses are indicative of a significant tectonic delamination of the consolidated crust in deep-water basins of the Indian and Atlantic oceans. The paper draws on examples of seismic profiles that illustrate patterns of structural crustal formation in various geomorphic regions. The Brazil basin shows an extensive system of dislocations and imbricate sheeting with a typical dip of fault planes in opposite directions relative to the Mid-Atlantic Ridge, which contradicts the stationary models of morphostructures inherited from spreading centers. Examples of tilted reflectors are supplemented with tentative explanations of their nature. УДК 551.24(260)

## О ТЕКТОНИКЕ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

© 1994 г. М. П. Антипов, С. Л. Беляков, Ю. М. Пущаровский, А. Е. Шлезингер

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.05.93 г.

Периокеанические бассейны располагаются только там, где континенты подходят к общирным пространствам распространения океанической коры со срединно-океаническими хребтами линейного спрединга. Они выполнены мелководными морскими и иногда континентальными отложениями, достигающими мощности 15 км, а в отдельных случаях и более. Их основание большей частью представлено двумя типами кор: континентальным с внешней стороны и океаническим – с внутренней. С морфоструктурной точки зрения они располагаются в пределах шельфа, материкового склона и континентального подножия. Иногда захватывают также наземные районы. Сделана попытка найти геодинамический механизм их образования.

#### введение

Зоны перехода от континента к океану постоянно находятся под пристальным вниманием геологов и геофизиков. Они характеризуются сложной морфоструктурой и разнородным геологическим строением. Выделяются активные и пассивные континентальные окраины.

Понятие о континентальных окраинах в геологическую литературу ввел Э. Зюсс более ста лет назад. В пределах пассивных континентальных окраин после публикации Б. Хизена [30] по морфологическим признакам выделяются шельф, континентальный склон и континентальное подножие. Континентальный склон – наиболее четко выраженный элемент. В его пределах происходит смена континентальной коры на океаническую.

В пределах пассивных окраин Атлантики и Индийского океана во многих местах распространены мощные (до 15 и даже 20 км) призмы осадочного чехла [1 - 23, 27, 33, 39 - 42]. Структурно они рассматривались [30] как отложения континентального подножия. За последние 20 лет их строение нашло отражение во многих работах как отечественных, так и зарубежных авторов, в частности, в связи с оценкой или прогнозами их нефтегазоносности. В русскоязычной литературе за ними укрепилось название периокеанических бассейнов. Периокеанические бассейны располагаются обычно цепочками, которые протягиваются на многие сотни и тысячи километров (рис. 1). Наша цель - раскрыть их тектонические особенности и попытаться разработать возможную модель образования таких бассейнов.

### СТРОЕНИЕ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Весьма основательно периокеанические бассейны изучены в пределах Ссверо-Американской атлантической окраины [24, 28, 31 - 33, 35 - 37, 39]. Мощность земной коры здесь в пределах суши измеряется 40 км, и по сейсмическим данным она обладает хорошо выраженным гранитно-метаморфическим слоем. В сторону Атлантики мощность резко уменьшается и на площади Северо-Американской океанической котловины не превышает 7 - 8 км.

Отложения осадочного чехла на Северо-Американской континентальной окраине по сейсмическим и буровым данным начинаются допозднетриасовыми образованиями (дорифтовый комплекс), представленными терригенными красноцветными толщами преимущественно континентального происхождения [32].

Верхнетриас-нижнеюрский седиментационный комплекс заполняет изолированные грабенообразные прогибы. Максимальная его мощность (до 5 км) наблюдается на сейсмическом профиле через южную часть впадины Балтиморского каньона. По другим пересечениям мощность комплекса не превышает 2 - 2.5 км. В сторону суши и океана его мощность уменьшается. Верхнетриас-нижнеюрский седиментационный комплекс по данным бурения и сейсморазведки сложен континентальными, мелководноморскими терригенными, эвапоритовыми и вулканогенными (базальты) образованиями. Присутствующая в нем соль формирует диапиры. Комплекс приурочен к активным грабенам и грабенообразным прогибам и имеет синрифтовую природу, что и подтверждается присутствием вулканитов [28, 32].

Верхнетриас-нижнеюрский комплекс повсеместно ограничивается сверху поверхностью углового несогласия (сейсмический горизонт J<sub>3</sub>). Вышележащие отложения верхов нижней юрымела имеют более широкое распространение и относятся к пострифтовой части осадочного чехла [32] (рис. 2). Его нижняя юрская часть выделяется в виде самостоятельного подкомплекса. Она представлена континентальными и О ТЕКТОНИКЕ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ



Рис. 1. Схема расположения периокеанических бассейнов.

1 – Лабрадорский, 2 – Ньюфаундлендский, 3 – Банк-Джорджес, 4 – Балтиморский, 5 – Каролинский, 6 – Плато-Блейк, 7 – Багамский, 8 – Южной Флориды, 9 – Дельты Амазонки, 10 – Прибрежногвианский, 11 – Скандинавский, 12 – Пришпицбергенский, 13 – Огове, 14 – Дельты Нигера, 15 – Сенегальский, 16 – Ааюн, 17 – Марокканский, 18 – Сомалийский, 19 – Джуба, 20 – Западно-Индийский, 21 – Броуз, 22 – Бонапарт-Галф, 23 – Северный Карнарвон.

мелководноморскими терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными образованиями. В верхней части разреза преобладают рифовые постройки. Мощность юрского подкомплекса превышает в районе центральной части впадины Балтиморского каньона 8 км. На других участках атлантической Северо-Американской континентальной окраины его мощность измеряется 2 - 5 км. К востоку распространение большей части юрского мелководноморского подкомплекса обрывается карбонатным уступом и сменяется маломощными глубоководными одновозрастными образованиями. В зоне уступа фиксируется крупный барьерный риф. Средне-позднеюрский карбонатный уступ представлял собой для этого времени континентальный склон. Он выделяется по подъему сейсмического отражающего горизонта J<sub>1</sub>.

Меловой (домаастрихтский) седиментационный подкомплекс заключен между сейсмическими горизонтами  $J_1$  и A\*. В его строении выделяются относительно мелководные морские образования западнее бровки юрского палеошельфа и относительно глубоководные – восточнее нее. Последние прислоняются к поверхности юрского палеосклона, местами полностью захороняя его. Их максимальная мощность (5 км) наблюдается у подножия юрского палеосклона. За бровкой юрского палеошельфа меловой (домаастрихтский) мелководноморской седиментационный подкомплекс утоняется в сторону суши и участками полностью выклинивается.



Рыс. 2. Современный сейсмогеологический разрез (д) [32] и палеогеологические реконструкции (а - г) Балтиморского периокеанического бассейна.

1, 2 – Фундамент: 1 – океанический, 2 – континентальный; 3, 4 – чехол: 3 – дорифтовый, 4 – синрифтовый; 5, 6 – пострифтовый чехол бассейнов: 5 – периокеанических, 6 – эпиконтинентальных; 7, 8 – чехол: 7 – глубоководного бассейна, 8 – бассейнов океанических котловин; 9 – покровы и силлы внутри осадочного чехла; 10 – разрывные нарушения; 11 – соляные и глиняные диапиры; 12 – буровые скважины; 13 – поверхность водного слоя.

Верхнюю часть разреза осадочного чехла составляет маастрихтско-кайнозойский седиментационный комплекс. Он захороняет флексурный изгиб поверхности юрско-мелового (домаастрихтского) седиментационного комплекса, представляющий домаастрихтский континентальный палеосклон. За бровкой домаастрихтского палеошельфа на площади палеокотловины маастрихтско-кайнозойский седиментационный комплекс сложен кремнисто-терригенными турбидитами и его мощность измеряется 2.5 км [29, 36 - 38]. На площади домаастрихтского палеошельфа он представлен мелководно-морскими терригенными образованиями, мощность которых не выходит за пределы первых сотен метров.

Таким образом, по отложениям верхов нижней юры - мела на Северо-Американской континентальной окраине намечается крупная система погребенных периокеанических бассейнов. Они протягиваются параллельно краю океанического ложа, занимая пространства шельфа, континентального склона и отчасти сопряженных районов дна глубоководной котловины и суши. Бассейны глубоко вдаются в сторону суши, формируя структурные задивы, и отделяются один от другого различными по размерам и форме структурными выступами, в пределах которых мощность осадочного чехла резко сокращена. С юга на север выделяются следующие периокеанические бассейны: Южно-Флоридский, Багамский, Плато Блейк, Каролинский, Балтимор-Банк-Джорджес, Ньюфаундский, лендский и Лабрадорский. Протяженность их изменяется от 500 до 1000 км, ширина самого узкого Каролинского бассейна 150 км, а самого широкого – бассейна Плато Блейк – 400 км. Как уже говорилось, бассейны слагаются мощным (до 10 - 15 км) комплексом терригенных, карбонатно-терригенных и карбонатных континентальных и мелководно-морских отложений.

В пределах дна Южно-Американской акватории Атлантики и сопряженных районов суши устанавливается периокеанический бассейн Дельты Амазонки [25]. Он вытянут в субмеридиональном направлении примерно параллельно береговой линии на расстояние до 500 км при поперечнике до 150 км. Бассейн имеет неоднородный фундамент, континентальный на западе и океанический на востоке. Осадочный чехол начинают палеозойские дорифтовые платформенные образования. Синрифтовый комплекс слагают триас-неокомские породы [25, 28]. В низах разреза пострифтовых образований, выполняющих периокеанический бассейн, залегают континентальные конгломераты и песчаники апт - альба (рис. 3). В верхнем мелу появляются прослои морских глин, а в маастрихте широко распространены известняки. Палеогеновые отложения на западе представлены терригенными образованиями с прослоями углей. На востоке они замещаются



Рыс. 3. Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий строение периокеанического бассейна Дельты Амазонки [25].

Услозные обозначения см. на рис. 2.

карбонатно-глинистыми и карбонатными морскими породами с отдельными рифовыми телами. Олигоценовые и более молодые образования сложены дельтовыми отложениями. Суммарная мощность пострифтового осадочного чехла в осевой зоне периокеанического бассейна достигает 15 км. Его западный борт протяженный и пологий. Лишь в приосевой части он осложнен крутым флексурным изгибом. Восточный борт периокеанического бассейна более короткий и крутой. Осевая зона бассейна располагается над краем океанического фундамента. С востока бассейн ограничивается краевым поднятием океанического фундамента. Восточная периферия периокеанического бассейна и краевое поднятие океанического фундамента опущены в результате четвертичного постседиментационного погружения на глубину до 5 км. заняты водами Атлантического океана и практически не захоронены осадками.

Близкое строение имеет Прибрежногвианский бассейн, условно отнесенный к периокеаническим.

На северо-восточной континентальной окраине Атлантики наиболее хорошо изучен сейсморазведкой и бурением Скандинавский периокеанический бассейн [15, 34]. Он протягивается вдоль побережья Норвегии на расстояние до 800 км при ширине в 300 - 400 км. На северо-востоке Скандинавский периокеанический бассейн сужается до 100 км и переходит в Западно-Баренцевоморский бассейн, а на юго-западе его сменяет Североморский бассейн. Восточная часть Скандинавского периокеанического бассейна имеет континентальное основание, а западная – океаническое. Осадочный чехол начинают преимущественно континентальные синрифтовые породы триаса и юры (до 7 - 8 км) [34]. Они сложены песчаниками и сланцами в верхней части с пластами каменного угля. Пострифтовый осадочный чехол, слагающий Скандинавский периокеанический бассейн, представлен мелководноморскими песчано-глинистыми породами мела - палеогена общей мощностью до 10 км (рис. 4). В сторону плато Вёринг происходит его расслаивание туфами и телами базальтов, распространенных вкрест простирания в полосе 60 - 70 км. В палеоцен-нижнеэоценовой части разреза вблизи плато Вёринг обнаружено седиментационное тело мощностью до 0.8 - 1 км с



Рис. 4. Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий строение Скандинавского периокеанического бассейна [15]. Условные обозначения см. на рис. 2.

хаотической сейсмической записью. Оно интерпретируется как дельтовые отложения. Периокеанический бассейн имеет симметричное строение. Со стороны океана его ограничивает поднятие фундамента – плато Вёринг. Под слагающими его базальтами залегают, по-видимому, породы утоненной (7 - 10 км) консолидированной континентальной коры, о чем свидетельствуют чешуйки слюды и обломки лейкократовых гнейсов, обнаруженных в базальтах скв. 642. Мел-палеогеновые отложения Скандинавского периокеанического бассейна резко несогласно перекрываются верхнеолигоцен-четвертичными глубоководными образованиями, выполняющими бассейн океанической котловины. На западе последний ограничивается допозднеолигоценовым палеосклоном, четко фиксируемым флексурным изгибом отражающих горизонтов О (средний олигоцен) и Е (средний эоцен). Он погребен вышележащими слоями осадочного чехла.

Севернее располагается Пришпицбергенский периокеанический бассейн, по размерам близкий к Скандинавскому. По данным К.А. Клитина [14], он слагается олигоцен-четвертичными песчано-глинистыми мелководноморскими и континентальными отложениями общей мощностью до 5 км. К западу за краевым поднятием океанического фундамента они сменяются одновозрастными глубоководными образованиями (до 2 км) бассейна океанической котловины (Лафотенская ступень).

В пределах дна Африканской акватории Атлантики и сопряженных районов суши одним из примеров периокеанических бассейнов является прогиб Огове [26]. Он вытянут в субмеридиональном направлении параллельно береговой линии на расстояние до 500 км при поперечнике до 200 км. Большая его часть располагается на территории суши. Периокеанический бассейн Огове располагается в области распространения консолидированной континентальной коры. Осадочный чехол начинают синрифтовые континентальные песчано-глинистые отложения верхней юры - нижнего апта общей мошностью до 6 км (рис. 5) [28]. Пострифтовые отложения, слагающие периокеанический бассейн, от подстилающих образований отделены поверхностью регионального углового несогласия, их начинают соленосные породы среднего - верхнего апта. Альб-эоценовые образования представлены морскими песчано-глинистыми отложениями. Венчают разрез периокеанического басейна Огове неоген-четвертичные континентальные и прибрежноморские глины и песчаники с пачками известняков и доломитов. Общая мощность пострифтового осадочного чехла превышает 7 км. По поверхности пострифтового несогласия периокеанический бассейн Огове вырисовывается как резко асимметричная структура с крутым восточным и пологим западным бортом (рис. 5). Осевая зона по неоген-четвертичным образованиям смещена на 100 км к западу. На западе периокеанический бассейн Огове ограничен краевым поднятием, в пределах которого среднеаптско-эоценовый чехол сокращается до 1.5 км и подстилается непосредственно породами фундамента. Неогенчетвертичные отложения захороняют краевое поднятие. Низы разреза осадочного чехла периокеанического бассейна Огове осложнены вертикальными разломами, а альбско-эоценовые слои осадочного чехла местами на полную мощность прорваны соляными диапирами. Глубоководный бассейн океанической котловины располагается к западу от периокеанического бассейна Огове.

Периокеанический бассейн Дельты Нигера [41] подковообразно вытянут вдоль береговой линии на 200 км и вклинивается в сушу. Ширина бассейна около 50 - 70 км. Большая его часть находится в области распространения океанического фундамента. На западе периокеанический бассейн Дельты Нигера ограничивается поднятием (рис. 6). На востоке он сопряжен с грабеном Бенуэ, вдающимся в континент узкой зоной. На севере и северо-востоке бассейн ограничен выходами кристаллических пород Дагомейского массива, а на юго-востоке – Камерун-



Рис. 5. Современный сейсмогеологический разрез (в) [26] и палеогеологические реконструкции (а, б) периокеанического бассейна Огове.

Условные обозначения см. на рис. 2.

ского щита. Осадочный чехол слагается преимущественно глинистыми породами альба - сантона (до 3 - 5 км). Выше залегают глины и песчаники кампана - палеоцена (до 3 км). Венчают разрез эоцен-четвертичные дельтовые и прибрежноморские образования (до 5 - 6 км). На западе в районе поднятия океанического фундамента мощность осадочного чехла утоняется до сотен метров.

Сенегальский бассейн, возможно, также относится к периокеаническим. Он протягивается на 2000 км вдоль западного побережья Северной Африки при ширине до 300 км. По данным В.И. Высоцкого и др. [9], наиболее древними выполняющими его породами являются верхнеюрские карбонаты неустановленной мощности. На них согласно залегает толща неокома и апта, сложенная доломитами и песчанистыми известняками, переходящими на западе в песчано-глинистую серию (до 4 км). Альб-сеноманские и сеноман-туронские породы представлены песчанистыми известняками, алевролитами и пестрыми глинами (до 2 км). Мощность континентальных и морских песчано-глинистых образований сенона достигает 1.5 км. Общая мощность осадочного чехла превышает 10 км.

По геофизическим данным представляется возможным отнести к периокеаническим и более северные бассейны Ааюн и Западно-Марокканский.

Сомалийский периокеанический бассейн занимает область склона одноименной акватории Индийского океана и сопряженных районов суши [20]. Он характеризуется изометричной формой. Его длина достигает 1200 км при ширине 1000 км. Западная часть бассейна располагается в зоне распространения континентальной, а восточная океанической консолидированных кор. Синрифтовый осадочный чехол слагается пермско-среднеюрскими образованиями, общей мощностью до 5 км (рис. 7). Пострифтовый осадочный чехол Сомалийского периокеанического бассейна составляют верхнеюрско-неогеновые отложения. В его строении принимают участие мелководноморские песчано-глинистые и карбонатные породы общей мощностью до 5 км. Сомалийский периокеанический бассейн имеет резко выраженное



**Рис. 6.** Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий строение периокеанического бассейна Дельты Нигера [41]. Условные обозначения см. на рис. 2.

асимметричное строение с крутым западным и пологим восточным бортами (рис. 7). В пределах последнего происходит утонение и конседиментационное налегание на поверхность океанического фундамента верхнеюрских и меловых слоев, что намечает краевое поднятие, перекрытое утоненными палеоген-неогеновыми слоями. Восточный борт Сомалийского периокеанического бассейна и сопряженное краевое поднятие опущены четвертичным постседиментационным погружением на глубины до 5 км, заняты водами Индийского океана и практически не захоронены осадками. Глубоководный осадочный бассейн океанической котловины располагается восточнее.

Близкое строение имеет более южный бассейн Джуба.

Западно-Индийский периокеанический бассейн протягивается вдоль одноименной континентальной окраины на расстояние до 1500 км при поперечнике до 500 км в зоне сопряжения континентальной и океанической консолидированных кор [2, 3]. Его центральная часть, выделяемая под названием Камбейской впадины, слагается карбонатно-терригенными преимущественно мелководноморскими толщами верхней юры - мела (до 2.0 - 2.5 км). Они перекрываются



Рис. 7. Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий строение Сомалийского периокеанического бассейна [20].

Условные обозначения см. на рис. 2.

верхнемеловыми декканскими траппами (до 2 км). Венчают разрез осадочного чехла Западно-Индийского периокеанического бассейна кайнозойские песчано-глинистые и континентальные отложения общей мошностью до 3.7 - 4 км. Отмечается конседиментационное утонение слоев от центральной зоны к береговым обрамлениям. Западно-Индийский периокеанический бассейн отделен от внутренних районов Аравийского моря Лаккадивским поднятием океанического фундамента, где осадочный чехол сокращается до первых сотен метров (рис. 8). За ним располагается Западно-Лаккадивский глубоководный бассейн океанической котловины, заполненный турбидитами. Последние прислоняются к поверхности океанического фундамента западного крыла Лаккадивского поднятия, представляющей погребенный палеосклон. К северо-западу Лаккадивское поднятие океанического фундамента постепенно затухает и эпиконтинентальные отложения Западно-Индийского периокеанического бассейна, утоняясь, переходят в глубоководные турбидиты Западно-Лаккадивского бассейна океанической котловины [3]. Постседиментационным позднечетвертичным погружением западная часть Западно-Индийского периокеанического бассейна. Лаккадивское поднятие океанического фундамента и Западно-Лаккадивский бассейн океанической котловины опущены до глубины 3 - 4 км и вошли в состав современной океанической акватории, практически не затронутой последующей седиментацией.

Периокеанический бассейн Броуз располагается в пределах Западно-Австралийской окраины Индийского океана [40]. Он имеет изометричную форму, простираясь в субмеридиональном направлении до 600 км, а субширотном – до 500 км. Восточная его часть занимает область распространения континентальной, а западная – океанической консолидированных кор. Осадочный чехол

#### О ТЕКТОНИКЕ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ



Рис. 8. Временной сейсмический разрез, вллюстрирующий строение Западно-Индийского периокеанического бассейна [2].

начинают дорифтовые ордовикско-пермские платформенные образования. Синрифтовый чехол слагают континентальные и морские песчаники, аргиллиты, известняки, мергели и угли триаса и юры, с прослоями туфов и базальтов. Общая мощность синрифтового чехла достигает 2 км (рис. 9). Пострифтовый осадочный чехол периокеанического бассейна Броуз, отделяющийся поверхностью несогласия от синрифтового, представлен морскими песчано-глинистыми отложениями, мергелями и известняками мела и кайнозоя. В палеоцене встречены угленосные отложения. Плиоцен-четвертичные отложения на приподнятых участках представлены известняками рифогенных фаций, а в погруженных – карбонатными глинами и мергелями. Суммарная мощность пострифтового осадочного чехла превышает 7 км. Периокеанический бассейн Броуз имеет резко выраженное асимметричное строение. Его восточный борт крутой, а западный – пологий, переходящий в краевое поднятие океанического фундамента. Осевая зона по кайнозойским образованиям смещена к западу по отношению к меловым на 100 км и более. В пределах краевого поднятия осадочный пострифтовый чехол утоняется до первых сотен метров. К западу от него, вероятно, начинается глубоководный осадочный бассейн океанической котловины. Западный борт периокеанического бассейна Броуз, краевое поднятие океанического фундамента и сопряженные участки глубоководного осадочного бассейна океанической котловины опущены четвертичным постседиментационным погружением на глубины до <sup>6</sup> км, заняты водами Индийского океана и практически еще не захоронены осадками.

Австралийские бассейны Бонапарт-Галф и Северный Карнарвон по геофизическим данным также, по-видимому, входят в группу периокеанических.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщая приведенные материалы, можно констатировать следующее. Периокеанические бассейны Земли располагаются в зоне сопряжения толстой континентальной и тонкой океанической консолидированных кор. Их континентальные части подстилает утоненная континентальная консолидированная кора, а приокеанические располагаются на внешнем крае океанические располагаются на внешнем крае океанического фундамента. Однако имеются случаи, как, например, периокеанический бассейн Огове, когда периокеанический бассейн практически целиком находится в зоне распространения утоненной консолидированной континентальной коры.

Периокеанические бассейны протягиваются на большие расстояния. Они выполнены континентальными и мелководноморскими отложениями юры, мела, палеогена, а местами неогена и даже четвертичными образованиями (бассейн Дельты Амазонки) общей мощностью до 10 - 15 км. Осадочный чехол периокеанических бассейнов резко несогласно перекрывает образования платформенных чехлов, континентальных рифтов или непосредственно подстилается породами континентального и океанического фундамента (чаще последнего). Осевые зоны периокеанических бассейнов обычно тяготеют к современному шельфу



Рыс. 9. Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий строение периокеанического бассейча Броуз [40]. Условные обозначения см. на рис. 2.

и континентальному склону, но иногда смещены к подножию континентального склона и смежным районам глубоководной котловины либо выходят на смежные участки суши (Сомалийский периокеанический бассейн). Слои осадочного чехла от осевых зон в сторону бортовых обрамлений конседиментационно утоняются. Периокеанические бассейны чаще имеют резко выраженное асимметричное строение. Их борта со стороны суши обычно короткие и крутые. По кровле фундамента и поверхности пострифтового несогласия они вырисовываются в виде флексурных или флексурно-разрывных зон. Бортовые обрамления со стороны океана более протяженные и пологие. Исключение составляет периокеанический бассейн Дельты Амазонки, где наблюдаются обратные соотношения. За счет молодых постседиментационных опусканий большинство океанических бортовых зон бассейнов глубоко погружены, перекошены и вошли в состав дна современных океанов. Вследствие этого слагающие их слои приобрели региональный наклон в сторону океана и бортовые зоны намечаются по конседиментационному налеганию слоев на поверхность подстилающего субстрата и общему их утонению.

Со стороны суши периокеанические бассейны ограничиваются флексурными или флексурноразрывными зонами поверхности подстилающего субстрата. Возрастные аналоги их разрезов на смежных участках суши участвуют в строении платформенных осадочных бассейнов. Они, как правило, характеризуются существенно меньшими мощностями и слагаются континентальными и мелководноморскими фациями. С океанической стороны бассейны чаще всего ограничиваются краевыми поднятиями океанического фундамента. Внутренним ограничением краевых поднятий океанического фундамента могут служить палеосклоны бассейнов океанических котловин. Последние слагаются глубоководными возрастными аналогами верхних частей разреза периокеанических бассейнов. Бассейны океанических котловин располагаются на разных расстояниях от океанического края периокеанических бассейнов от первых километров до сотен километров (Западно-Индийский периокеанический бассейн).

Со стороны океана верхняя часть разреза периокеанических бассейнов может ограничиваться палеосклоном, за которым распространены глубоководные отложения (Северо-Американская континентальная окраина). Причем карбонатные образования переходят в маломощные депрессионные фации, а терригенные отложения, напротив, сменяются более мощными образованиями турбидитов. Первичный тектонический палеосклон по терригенным нижне-среднеюрским слоям наращивается карбонатным уступом, в строении которого принимают участие барьерные рифы.

И наконец, в редуцированных периокеанических бассейнах, например, на северо-западной периферии Западно-Индийского прогиба, выполняющие их мелководные образования могут постепенно сменяться утоненными глубоководными отложениями бассейнов океанических котловин.

Приведенные материалы показывают, что современные континентальные окраины океанов в областях сопряжения с континентальными платформами состоят из нескольких парагенетически связанных тектонических структур. Характерным их элементом являются периокеанические бассейны, образовавшиеся в результате относительно длительного (до 100 - 150 млн. лет) конседиментационного прогибания (рис. 2, 5). В течение большей части геологической истории они представляли собой мелководные бассейны, а их современные большие глубины возникли за счет последующих постседиментационных молодых опусканий. Периокеанические осадочные бассейны ограничиваются активными бортовыми зонами. В сопредельных частях океанических котловин образовывались своеобразные осадочные тела типа клиноформ, оползней, гравитационных потоков, подводных конусов выноса, а мористее – турбидитные слои с характерными элементами прислонения к подстилающему субстрату, отсутствующие в осадочном чехле периокеанических бассейнов. Осадочный чехол бассейнов океанических котловин существенно тоньше (мощность обычно не более 1 - 2 км) осадочного чехла периокеанических бассейнов, так как последние являлись ловушками осадочного материала, не пропуская его в глубоководные части океанов. Однако там, где отсутствуют периокеанические бассейны, в пределах бассейнов океанических котловин мощности турбидитов могут достигать первых километров.

Периокеанические бассейны располагаются только там, где континенты подходят к обширным пространствам океана со срединно-океаническими хребтами линейного спрединга.

Установление природы периокеанических бассейнов доказывает отсутствие второго уровня лавинной седиментации (по А.П. Лисицину). Осадочный материал, попадая в пределы глубоководных котловин, равномерно распределяется по его дну за счет гравитации, заполняя прежде всего понижения подводного рельефа. Только в подводных конусах выноса, сопряженных с подножием континентального склона, образуются отложения повышенной мощности и под действием их веса происходит незначительное изостатическое опускание.

Утонение консолидированной континентальной коры и появление океанической традиционно связывается с процессами рифтинга и спрединга. Считалось, что образование периокеанических бассейнов обусловлено термическим охлаждением литосферы вследствие отодвигания океанической коры от осевой зоны спрединга. Погружающаяся океаническая кора приводит к опусканию сопряженных участков утоненной континентальной коры. Однако остается нере-

70
шенным вопрос, почему именно в зоне стыка континентальной и океанической коры возникают такие интенсивные зоны погружения. Остается неразработанным и механизм проявления кратковременных импульсов опускания, приводящих к формированию палеосклонов, выраженных в виде флексурно-разрывных структур.

Выделение и изучение периокеанических бассейнов чрезвычайно важны в нефтегазопоисковом аспекте. С одной стороны, гигантские погружения и захоронение богатых органическим веществом пород, отложившихся в прибрежноморских обстановках с обилием планктонных организмов - продуцентов углеводородов, обусловили колоссальный нефтегазогенерационный потенциал толщ периокеанических бассейнов. С другой стороны, в силу историко-геологических условий развития этих бассейнов в них образовались самые разнообразные резервуары и ловушки углеводородов, связанные с рифами, дельтовыми и баровыми комплексами, врезанными долинами, пляжами и другими генетическими и морфологическими объектами. Во многих периокеанических бассейнах уже обнаружены месторождения нефти и газа (Скандинавский, Броуз, Дельты Нигера, Западно-Индийский, Огове, Марокканский), как в пределах современных акваторий, так и на суше. Все это предполагает значительные углеводородные ресурсы в зонах периокеанических бассейнов.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Итак, цепочки периокеанических бассейнов протягиваются на многие сотни и тысячи километров, локализуясь по краям Атлантического и Индийского океанов. В Атлантике они имеют наиболее значительные размеры, особенно две цепочки: а) вытянутая вдоль восточной окраины Северной Америки и б) у северо-западной окраины Африки. В первом случае цепочка прогибов сопряжена с палеозондами Аппалач, во втором – со структурами древней Африканской платформы. С палеозоидами сопряжены также прогибы близ Скандинавии и Шпицбергена, а с древними платформенными комплексами – прогибы в Гвинейском заливе и вдоль края северо-востока Южной Америки. В Индийском океане цепочки прогибов в основном окаймляют древние континентальные платформы (близ Сомали, по периферии Индостана и вдоль северо-западной окраины Австралии).

Здесь следует обратить внимание на то, что периокеанические бассейны и их цепочки – не единственный тип линейных структурных образований у окраин платформ. Другой категорией структур, также линейных и вытянутых вдоль краев платформ, являются краевые прогибы, отделяющие платформы от складчатых областей. Особенно характерны в этом смысле цепочки краевых прогибов Альпийского пояса, простирающиеся от берегов Западной Европы до устья Ганга. Возникает естественный вопрос: не является ли общим у них механизм образования? На первый взгляд, об этом как будто не может быть и речи, ибо периокеанические бассейны лежат в зонах стыка континентов и океанов, а краевые прогибы разделяют, как говорилось, платформы и орогенические пояса. Однако их объединяет целый ряд особенностей и, в частности, такая важная для геодинамических представлений, как большая глубина прогибания, свидетельствующая о мощной глубинной втягивающей силе. Общими характеристиками являются также значительные отрицательные аномалии силы тяжести и низкие значения теплового потока.

Если эта параллель справедлива, то механизм образования тех и других структур надо искать, отталкиваясь от модели индуцирования нисходящих движений в коре кинематикой глубинных масс, в зоне соприкосновения разнородных глубинных сред. И здесь могут быть использованы данные сейсмической томографии [42]. Они показывают, что континенты прослеживаются на глубины в сотни километров и что их ограничения наклонны, причем чаще в сторону внутренних областей, но иногда и в сторону океана (запад Африки). В соприкасающихся разнородных глубинных средах, испытывающих геодинамическое взаимодействие, неизбежно должны возникать мощные дифференцированные по режиму латеральные движения глубинного материала. При этом именно наклоны ограничений таких сред обеспечивают эффект нисходящих потоков, а отсюда и дефект масс, и втягивающую силу (рис. 10).

Исходя из известных параметров краевых прогибов все это можно отнести и к ним. Однако в данном случае в связи с тектогенезом региональная структура значительно сложнее.

Как бы ни были широко распространены периокеанические бассейны, у многих континентальных окраин они отсутствуют. Единственный подход к подобным случаям – нелинейная геодинамика. Лишь она позволит понять индивидуальные особенности строения и историко-геологического развития соответствующих участков периферии океанов.

Нетрудно видеть, что периокеанические бассейны находятся в основном в зонах разъединения континентальных масс Лавразии и Гондваны и самой Гондваны. Естественно, что именно здесь создавались тектонически наиболее благоприятные условия для действия рассмотренного выше механизма.

Насколько можно судить, время образования периокеанических бассейнов в целом коррелируется с основными этапами развития Атлантики.



Рис. 10. Возможная геодинамическая модель в зоне сочленения Африки и Атлантического океана. 1 – осадочный слой океанической коры; 2 – выполнения периокеанического бассейна; 3 – осадочный чехол платформенного бассейна; 4 - 6 – слон: 4 – 2-й и 3-й океанической коры, 5 – гранитно-метаморфический, 6 – "базальтовый" континентального фундамента; 7 – раздел океанической и континентальной мантии. М – раздел Мохо, Р – палеорифт. Стрелки – направления движения глубинных масс. Пунктирные стрелки – направления втягивающей силы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. І. Объяснительная записка. Лландидно (Англия): Робертсон Груп, ГИН РАН, 1992. 300 с.
- 2. Бабенко К.М., Панаев В.А., Свистунов Ю.И., Шлезингер А.Е. Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам // Геотектоника. 1981. № 2. С. 68 - 80.
- 3. Бабенко К.М., Шлезингер А.Е. Строение осадочного чехла севера Аравийского моря по сейсмическим данным МОГТ // Геотектоника. 1987. № 2. С. 110 118.
- Батурин Д.Г. Эволюция северной части Баренцева моря в области сочленения с Евразийским океаническим бассейном // Океанология. 1987. Т. XXVII. Вып. 3. С. 418 - 424.
- Батурин Д.Г. Сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Западно-Шпицбергенской континентальной окраины // Сов. геология. 1992. № 10. С. 67 - 74.

- 6. Батурин Д.Г., Нечхаев С.А. Глубинное строение Шпицбергенского краевого плато северо-восточной части Гренландского моря // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 4. С. 925 - 930.
- Величко Е.А., Кузнецов Ю.Я., Левин Л.Э., Байбулатов З.К., Зорина Ю.Г., Величко М.Е., Вирта А.Н. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. М.: Недра, 1978. 206 с.
- 8. Волков А.Н., Гагельганц А.А., Юнов А.Ю., Корсаков О.Д., Серебренников Г.П. Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981. 250 с.
- 9. Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Высоцкий В.И. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 1981. 479 с.
- Геодекян А.А., Забанбарк А., Конюхов А.И. Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 176 с.
- 11. Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. 356 с.; 1978. Т. 2. 372 с.; 1979. Т. 3. 402 с.

- 12. Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.
- 13. Ильин А.В., Подобедов Н.С. Геология и геоморфология морского дна. М.: Недра, 1986. 200 с.
- 14. Клитин К.А. Структура осадочного чехла Шпицбергенской акватории Северной Атлантики // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 3. С. 30 - 41.
- Клитин К.А. Строение Скандинавского периокеанического прогиба и выступа фундамента Вёринг // Геотектоника. 1989. № 3. С. 50 - 56.
- Крылов Н.А., Бурлин Ю.К., Лебедев Л.И. Нефтегазоносные бассейны континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 248 с.
- 17. Левин Л.Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М.: Недра, 1984. 251 с.
- 18. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Ред. Удинцев Г.Б. М.: МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989 - 1990. 158 с.
- Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).
- Сейфуль-Мулюков Р.Б., Высоцкий В.И., Родникова Р.Д., Сальман Г.Б. Геология и история развития периконтинентальных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. Месторождения горючих полезных ископаемых. М.: ВИНИТИ, 1978. Т. 9. 108 с.
- Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от континента и океана. Мурманск: Книжное изд-во, 1989. 176 с.
- 22. Трофимов Д.М. Основные этапы развития периокеанических впадин Атлантического побережья Африки в позднеюрское - третичное время и их связь со структурой южной части Сахарской плиты // Минеральные ресурсы Мирового океана и некоторые закономерности их распространения. Л.: Недра, 1974. С. 177 - 182. (Тр. НИЛаб. геологии зарубежных стран; Вып. 27).
- 23. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
- Austin J.A., Schlager W., Palmer A.A. et al. Proceedings of the ODP. Initial reports (Pt. A) ODP. 1986. V. 101. Texas A & M. Univ. 576 p.
- Bacoccoli G., Teixeira A.A. Tendências futuras da exploração petrolifera na margen continental atlântica // Bol. técn. PETROBRAS. 1973. № 1/2. P. 17 - 26.
- Brink A.H. Petroleum geology of Gabon basin // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1974. V. 58. № 2. P. 1211 - 1246.
- Divergent / Passive Margin Basins / Eds. Edwards J.D., Santogzossi P.A. AAPG. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1990. Mem. 48. 252 p.

- Emery K.O., Uchupi E. The Geology of the Atlantic Ocean. N.Y.: Springer-Verlag, 1984. 1050 p.
- Hay W.W., Sibuet J.C., Barron E.J. et al. Initial Reports of the DSDP. Washington: D.C. US Government Printing Office, 1984. V. 75. Pts. 1/2. 1303 p.
- Heezen B.C., Tharp M., Ewing M. The floors of the oceans // The North Atlantic Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1959. V. 65. 122 p.
- Hutchinson D.R., Grow J.A., Klitgord K.D., Swift B.A. Deep structure and evolution of the Carolina through / Eds. Watkins J.S., Drake C.L. // Studies in Continental Margin Geology. AAPG, 1983. Mem. 34. P. 129 - 152.
- 32. Klitgord K.D., Hutchinson D.R., Schouten H. US Atlantic continental margin; structural and tectonic framework / Eds. Sheridan R.E., Grow J.A. // The Geology of North America. The Atlantic continental margin. US. Geological Survey of America. 1988. V. 1/2. P. 19 - 55.
- LASE Study Group. Deep Structure of the US East Coast passive margin from large aperture seismic experiments (LASE) // Marine and Petroleum Geology. 1986.
   V. 3. P. 234 - 242.
- 34. Mjelde R., Sellevoll M.A., Shimamura H., Iwasaki T., Kanazawa T. A crustal study off Lofoten N. Norway, by use of 3-component Ocean Bottom Seismograps // Tectonophysics. 1992. V. 212. № 3/4. P. 269 - 288.
- 35. Mutter J.C. Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins // Tectonophysics. 1985. V. 114. № 1 - 4. P. 117 - 131.
- Initial Reports of the DSDP. Poag C.W., Watts A.B., Cousin M. *et al.* Washington: D.C. US Government Printing Office, 1987. V. 95. 817 p.
- Salisbury M.H., Scott J.H. Becker K. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. College Station, 1988. V. 102. 195 p.
- Initial Reports of the DSDP. Sheridan R.E., Gradstein F.S., Barnerd L.A. *et al.* Washington: D. C. US Government Printing Office, 1983. V. 76. 949 p.
- The Geology of North America / Eds. Sheridan R.E., Grow J.A. // The Atlantic Continental Margin US. Geological Society of America. 1988. V. 1/2. 610 p.
- Veevers J.J. Western continental margin of Australia // Geology of Continental margins / Eds. Burk C.A., Drake Ch.L. N.Y., 1974. P. 605 - 616.
- Whiteman A. Nigeria: Its Petroleum Geology, Resorces and Potential. London: Graham & Trotman, 1982. V. 1/2. 394 p.
- Woodhouse J.H., Dziewonski A.M. Mapping the Upper Mantle: Three-Dimensional Modeling of Earth Structure by Inversion of Seismic Waveforms // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. № B7. P. 5953 - 5986.

Рецензент: С.В. Руженцев

## **On Tectonics of Perioceanic Basins**

### M. P. Antipov, S. L. Belyakov, Yu. M. Pushcharovsky, A. Ye. Shlezinger

Perioceanic basins are situated only where continents approach extensive spaces of the oceanic crust with midoceanic ridges of the linear spreading. They are filled with shallow-water marine or sometimes continental sediments up to 15 km thick or occasionally more. Their basement shows two types of crusts: continental on the outside and oceanic inside. In terms of their morphostructure, they are situated on the shelf, continental slope and at the continental rise sometimes stretching inland. An attempt has been made to account for their geodynamic mechanism. УДК 551.242.2

# ЗАВИСИМОСТЬ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ОТ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

С 1994 г. Е. В. Вержбнцкий, А. Я. Гольмшток, О. Г. Сорохтин

Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 20.05.93 г.

Анализ геотермических данных по Мировому океану, в том числе и собственных наблюдений в 12 рейсе НИС "Витязь" и в 16 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", и теоретические расчеты показали, что величина теплового потока в океане существенно зависит от вещественного состава подстилающей его литосферы. При этом, в областях с литосферой преимущественно гарцбургитового состава значения теплового потока минимальны, тогда как в областях с дунитовой литосферой при том же ее возрасте тепловой поток наиболее высокий. В областях с дунитовой литосферой при том же ее возрасте тепловой поток наиболее высокий. В областях с дунитовой литосферой составом литосферы тепловой поток имеет промежуточные значения. Установлено, что для задуговых бассейнов с отсутствием явно выраженных осей спрединга закономерности изменения теплового потока в зависимости от возраста дна аналогичны другим океаническим областям. Сделано заключение, что в одном из таких бассейнов, Тирренском море, различные его области характеризуются разным петрографическим составом литосферы – от лерцолито-пироксенитового до гарцбургитового.

Анализ распределения геотермических данных, полученных на акваториях Мирового океана вдали от районов вулканической деятельности, тектонической активности, включая также трансформные разломы, позволил установить экспериментальную зависимость теплового потока от возраста океанической литосферы и теоретически обосновать эту зависимость [21, 16, 17, 5, 18, 23, 8]. Наиболее полное обобщение и анализ данных теплового потока по всем океанам и по многим задуговым бассейнам сделано в фундаментальной работе Дж. Склейтера с соавторами [20].

В качестве примера на рис. 1А приведен обобщенный геотермический профиль через Атлантический океан. При его построении не учитывались значения теплового потока в районах вулканической и тектонической активности. Как видно из рисунка, значения теплового потока примерно до возраста 80 млн. лет характеризуются большой дисперсией. Она определяется конвективным переносом тепла по трещинам, которые образуются хаотически в областях, прилегающих к рифтовым зонам, из-за растягивающих напряжений, сопровождающих раздвижение литосферных плит. Аналогичная картина отмечается и в других океанах [20].

Циркуляция воды по трещинам может уменьшить и часто резко уменьшает температурный градиент в точках наблюдений. Максимальные измеренные значения наиболее близки к неискаженным конвекцией тепловым потокам, которые в свою очередь близки к теоретическим значениям. Подобная же картина характерна и для структур, находящихся в начальной стадии океанического развития, например, в Красном море (рис. 1Б).



Рис. 1. Зависимости теплового потока от возраста дна и теоретические геотермические кривые: А – Атлантический океан, Б – Красное море. Темные кружки – значения теплового потока, сплошные линии – геотермические кривые.

К возрасту 60 - 80 млн. лет трещины в океанической коре "закупориваются" осадками и продуктами гидротермальной деятельности, дисперсия измеренных значений теплового потока не превышает точности геотермических измерений и на их результаты сказываются только искажения, обусловленные осадочным чехлом, контрастностью теплофизических свойств осадков и фундамента, также рельефом поверхности фундамента.

По существующим представлениям океаническая литосфера образуется в оси спрединга. По мере постепенного отодвигания от оси, литосфера оклаждается и увеличивается по мощности за счет кристаллизации жидкой базальтовой компоненты вещества астеносферы на подошве литосферы. При кристаллизации базальтового расплава у нижней границы литосферы в астеносфере выделяется большое количество тепла. Таким образом, на границе между астеносферой и литосферой происходит фазовый переход, аналогичный наблюдаемому в промерзающем водоеме.

Пренебрегая латеральной теплопроводностью и используя применительно к геодинамике решение классической задачи о фазовом переходе (задачи Стефана, [6]), приходим к прямой пропорциональности между мощностью литосферы  $H_i$  и корнем квадратным из ее возраста t

$$H_{l} = \beta \sqrt{t}, \qquad (1)$$

качественно аналогичной зависимости, полученной из решения задачи об остывании однородно нагретого полупространства [5, 17, 18].

Коэффициент β в задаче Стефана находится из уравнения баланса тепла на границе фазового перехода [6]. После некоторых преобразований, полагая, что за счет конвекции в водном слое температура на дне моря поддерживается постоянной и равной Т°, запишем это уравнение в виде:

$$\frac{\lambda_1(T_{\phi} - T^{\circ})}{\sqrt{\pi a_1} erf \frac{\beta}{\sqrt{a_1}}} e^{-\frac{\beta^2}{4a_1}} - \frac{\lambda_2(T_0 - T_{\phi})}{\sqrt{\pi \alpha_2} erfc \frac{\beta}{\sqrt{\alpha_2}}} e^{-\frac{\beta^2}{4a_2}} = \frac{L\Delta\rho\beta}{2}.$$
(2)

Здесь:  $\lambda_1$  – средняя теплопроводность литосферного вещества;  $\alpha_1$  – средняя температуропроводность литосферного вещества;  $\lambda_2$  – теплопроводность вещества верхних частей астеносферы;  $\alpha_2$  – их температуропроводность;  $T_0$  – температура фазового перехода, равная температуре солидуса базальта; L – удельная теплота кристаллизации базальта;  $\Delta \rho$  – объемная плотность жидкой кристаллизующейся составляющей астеносферы вблизи границы фазового перехода с учетом концентрации расплава; *ertx* – интеграл ошибок; *ertcx* = 1 – *ertx* – дополнительный интеграл ошибок.

Принимая концентрацию жидкой базальтовой компоненты у границы фазового перехода равной 5% [4] при плотности астеносферы 3.2 г/см<sup>3</sup> и значении L = 100 кал/г [3], имеем L  $\Delta \rho$  = 16 кал/см<sup>3</sup>.

#### Уравнение (2) легко решается численно.

Кроме того, из решения задачи о фазовом переходе следует, что тепловой поток через поверхность литосферы (дна океана) в отсутствие осадконакопления обратно пропорционален корню квадратному из возраста литосферы, то есть:

$$q(t) = \gamma / \sqrt{t} . \qquad (3)$$

Для коэффициента у из решения задачи о фазовом переходе несложно получить выражение:

$$\gamma = \frac{\lambda_1 (T_{\phi} - T^{\circ})}{\sqrt{\pi \alpha_1} erf \frac{\beta}{2\sqrt{\alpha_1}}},$$
 (4)

где обозначения такие же, как в уравнении (2).

Знание истинных параметров, определяющих изменение во времени теплового потока через поверхность океанического дна (см. соотношение (4)), необходимо при определении таких важнейших характеристик, как распределение температуры в литосфере и изменение плотности литосферы с глубиной, для расчета по геотермическим данным скорости спрединга, расчета палеотемпературных условий в осадочных бассейнах и во многих других случаях.

Обобщение данных теплового потока в океанах подтверждает повсеместную справедливость соотношения (3) при  $t \le 120$  млн. лет, но коэффициент  $\gamma$  может существенно различаться в разных регионах и, следовательно, значительно влиять на поведение теоретической геотермической кривой [20]. Многие авторы дают различные диапазоны изменения коэффициента. Наиболее широкий диапазон его изменения получил С.Р.Б. Листер [14] (335 - 837 мвт (млн. лет)<sup>1/2</sup>м<sup>-2</sup> в системе СИ или в системе СГС – 8 - 20 кал (млн. лет)<sup>1/2</sup>см<sup>-2</sup>с<sup>-1</sup>)<sup>1</sup> при изучении теплофизических свойств пород, формирующих океаническую литосферу. Однако, наши данные показывают, что коэффициент  $\gamma$  изменя-

Действительно, используя результаты обобщения, выполненного Склейтером с соавторами [20], вынесем на график все максимальные значения измеренного теплового потока для разных возрастов литосферы в океане (рис. 2). Нетрудно заметить, что все значения группируются в полосе, имеющей достаточно четкие границы, хорошо аппроксимируемые обратными корневыми зависимостями теплового потока от возраста океанической литосферы. При этом для верхней границы получаем коэффициент  $\gamma$ , равный 13.5. Нижняя граница имеет коэффициент  $\gamma$ , равный 9.0. Поскольку здесь использованы только максимальные значения потока, можно считать их,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В дальнейшем в тексте и на рисунках значения коэффициента у даются в системе СГС без указания его размерности.

в соответствии с вышесказанным, реальными величинами, неискаженными конвекцией водных масс. Это и позволяет сделать вывод о том, что вариации глубинного теплового потока через поверхность литосферы определенного возраста незначительны и ограничиваются указанными зависимостями.

Представляет интерес выяснить причины наблюдаемых варнаций теплового потока. Естественно предположить, что в значительной степени они обусловлены изменениями петрографического состава литосферы.

В целом верхняя мантия имеет лерцолитовый состав [2]. Однако в океанической литосфере присутствуют также гарцбургиты и дуниты, отличающиеся между собой по наличию или отсутствию в них пироксенов. Как следует из анализа физических свойств ультраосновных пород, теплофизические параметры литосферного вещества ( $\lambda_1$  и  $\alpha_1$ ) с учетом температуры и давления монотонно убывают от поверхности литосферы к ее подошве [7]. При этом для гарцбургитов кривые  $\lambda_1$  или  $\alpha_1$  как функции температуры практически ограничивают снизу все семейство аналогичных зависимостей для промежуточных пород, тогда как кривые для дунитов ограничивают это семейство сверху (рис. ЗА, ЗБ). Учитывая это, мы выполнили расчеты көэффициентов у при обратной корневой зависимости теплового потока через поверхность океанической литосферы от ее возраста (см. соотношение (3)).



**Рис. 2.** Распределение максимальных измеренных значений теплового потока в зависимости от возраста океанической литосферы.

I – значения теплового потока; 2 - 3 – кривые, ограничивающие ансамбль измеренных значений: 2 – сверху, 3 – снизу; 4 – средняя кривая.



Рис. 3. Зависимости теплопроводности (А) и температуропроводности (Б) пород литосферы от температуры.

1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты, 3 – пироксиниты, 4 – оливиниты, 5 – дуниты. Коэффициенты рассчитывались следующим образом. Сначала вычислялись средние значения тепло- и температуропроводности по формулам:

$$\bar{\lambda}_{1} = \frac{1}{T_{\bullet}} \int_{0}^{T_{\bullet}} \lambda(T) dT, \qquad (5)$$
$$\bar{\alpha}_{1} = \frac{1}{T_{\bullet}} \int \alpha(T) dT. \qquad (6)$$

\*•° Эти значения принимались в качестве параметров литосферы, состоящей из определенной породы. В качестве параметров астеносферы  $(\lambda_2, \alpha_2)$  с тем же, что и литосфера, составом использовались крайние правые значения на кривых рисунка ЗА, ЗБ. Указанные величины, а также  $T^{\circ} = 2^{\circ}$ С,  $T_{\bullet} = 1060^{\circ}$ С и  $T_{0} = 1350^{\circ}$ С подставлялись затем в формулы (2), (4). Все найденные параметры сведены в таблицу (В дается в км/(млн. лет)<sup>1/2</sup>,  $\gamma$  – в мккал (млн. лет)<sup>1/2</sup> см<sup>-2</sup> град<sup>-1</sup>,  $\lambda_{1,2}$  – в 10<sup>-3</sup> кал см<sup>-1</sup> с<sup>-1</sup> град<sup>-1</sup>,  $\alpha_{1,2}$  – в см<sup>2</sup> с<sup>-1</sup>) Наименование λι  $\lambda_2$  $\alpha_2$ ß γ αι породы 6.8 3.3 7.6 9.4 5.5 3.1 Гарцбургит 5.2 8.3 10.5 6.7 8.0 5.1 Лерцолит 5.8 8.7 7.4 8.8 5.6 11.1 Пироксенит 5.6 5.8 2.1 2.1 7.7 9.8 Оливинит 8.2 8.8 6.6 5.6 8.6 12.4 Дунит

Коэффициенты  $\beta$  и  $\gamma$  вычислялись по формулам (2) и (4) с учетом, что возраст литосферы дается в млн. лет, мощность литосферы измеряется в км, а тепловой поток в мккал см<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>.

Как следует из таблицы, гарцбургиты и дуниты являются крайними разностями в теплофизическом смысле. Полученные для них значения коэффициентов у, равные соответственно 9.4 и 12.4, весьма близки к коэффициентам, определяющим поведение границ ансамбля значений теплового потока на рис. 2, отличаясь от них не более, чем на 8%. Таким образом, можно считать, что предположение о наличии причинно-следственных связей между вариациями петрографического состава литосферы и вариациями параметров у, определяющих изменение поверхностного теплового потока во времени, является справедливым.

Все вышесказанное основано на данных, полученных в океанических областях. Однако, такие же причинно-следственные связи должны существовать и в задуговых бассейнах.

Р.Н. Андерсоном [8] для семи задуговых бассейнов Тихого океана было показано, что зависимость теплового потока от возраста дна в первом приближении соответствует установленному закону распределения теплового поля в океане. Однако в различных задуговых бассейнах теоретическая кривая описывала минимальные или средние тепловые потоки и только иногда (Южно-Китайское море) максимальные значения (рис. 4А, 4Б, 4В). Это, на наш взгляд, объясняется использованием в формуле (3) фиксированного коэффициента γ = 11.3.

Логично предположить, что мантийные породы в соответствии с геологическим развитием каждого региона различаются друг относительно друга по своим теплофизическим характеристикам. Можно выбрать параметры  $\lambda_1$  и  $\alpha_1$  в формуле (4) таким образом, чтобы геотермическая кривая в каждом задуговом бассейне описывала в соответствии с теорией максимальные значения теплового потока, как это наблюдается, например, в Южно-Китайском море. Из рис. 4 видно, что коэффициент  $\gamma$  в этом случае не превышает границ его изменения, найденных для развитых (Атлантический океан) и развивающихся (Красное море) океанов.

Известно, что Тирренское море также развивалось по типу задугового бассейна в обстановке растяжения в тылу Калабрийской зоны субдукции [15]. Во время исследований, выполненных в 16 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" на подводных обитаемых аппаратах "Мир", на флангах подводных гор Вавилова и Марсили, наиболее крупных в Тирренском море, были обнаружены трещины-гъяры, напоминающие структуры растяжения срединных океанических хребтов. Эти горы имеют близкие азимуты простирания, примерно равные 22°. Поэтому полагают [19], что горы Вавилова и Марсили являются локальными



Рис. 4. Зависимости теплового потока от возраста дна для задуговых бассейнов западной части Тихого океана. Значения измеренного теплового потока даны по Р.Н. Андерсону [8]. А – Каролинский бассейн, Б – бассейн Паресе Вела, В – Южно-Китайское море. Темные кружки – значения теплового потока; сплошная линия – теоретическая геотермическая кривая при γ = 11.3; штрих-пунктирная линия – при γ = 13.5.

ГЕОТЕКТОНИКА №1 1994

центрами растяжения дна Тирренского моря. Кора глубоководной котловины Тирренского моря (мощностью примерно 8 км) имеет океанический тип строения и характеризуется толеитовым магматизмом [13, 9]. Выделенные в районе подводных гор Вавилова и Марсили квазилинейные магнитные аномалии не могут быть идентифицированы в соответствии со шкалой палеомагнитных аномалий [1]. Предполагается, что дно центральной части Тирренского моря находится в стадии диффузного спрединга, который предшествует этапу линейного спрединга, характеризующегося четкими линейными аномалиями, идентифицируемыми магнитохронологической шкалой [10, 19]. Тепловое поле в районе подводных гор Вавилова и Марсили аналогично сильно дифференцированному полю океанических рифтовых зон и резко отличается от наблюдаемого над вулканическими постройками, отвечающими внутриплитному вулканизму [22].

На рис. 5А, 5Б представлено распределение теплового потока на геотермических профилях,



Рыс. 5. Геолого-термические профили вкрест простирания подводных гор Тирренского моря: Вавилова (А) и Марсили (Б). Геолого-геофизические профили (внизу рис.) приведены по работам [12, 13] с сохранением принятых в них условных обозначений:  $A_2$  – подошва четвертичной толщи;  $A_3$  – кровля плиоцена; A – подошва плиоцен-четвертичной толщи;  $Z_-$  кристаллический фундамент континентальной коры;  $Z_b$  – базальтовый фундамент океанической коры; F – разломы; ▲ – скважины глубоководного бурения;  $\gamma$  – коэффициенты пропорциональности в теоретически обратных корневых зависимостях; темные кружки – значения теплового потока по литературным данным; полые кружки – значения теплового потока по данным 16 рейса НИС "Ак. М. Келдыш"; кружки с точкой – значения теплового потока по данным 12 рейса НИС "Витязь"; сплошные линии – теоретические геотермические кривые.

пересекающих подводные горы Вавилова и Марсили вкрест их простирания. Для построения профилей были использованы данные по тепловому потоку, полученные в 12 рейсе НИС "Витязь" и в 16 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", а также данные, приведенные в статьях [11, 12, 13]. Распределение максимальных измеренных значений теплового потока в районе горы Вавилова тяготеет к теоретической геотермической кривой с коэффициентом  $\gamma = 11.1$  (см. формулу (4)), в то время как в районе горы Марсили это распределение тяготеет к кривой с  $\gamma = 8.9$ .

Иными словами, интервалы изменения коэффициента  $\gamma$  в задуговом бассейне, который находится лишь в стадии диффузного спрединга, хорошо согласуется с пределами изменения  $\gamma = (9 - 13.5)$ , характерными для Мирового океана, включая окраинные моря с линейным спредингом. Это позволяет сделать вывод, что тепловые процессы, протекающие в настоящее время под дном Тирренского моря, аналогичны тепловым процессам, проходящим в литосфере развитых и развивающихся океанов.

Кроме этого главного вывода, результаты геотермических исследований на подводных горах Вавилова и Марсили позволяют предположить, что литосфера вблизи последней сложена породами преимущественно гарцбургитового состава ( $\gamma = 8.9$ ), тогда как вблизи горы Вавилова она имеет типичный для океанов состав.

#### выводы

1. Установлено, что величина теплового потока в океане в значительной степени. определяется вещественным составом литосферы.

2. Показано, что различным районам Мирового океана с одинаковым возрастом дна, областям с преимущественно гарцбургитовым составом литосферы соответствуют минимальные значения теплового потока, тогда как в областях с дунитовым составом тепловой поток наиболее высокий. Остальным ультраосновным породам, слагающим океаническую литосферу, соответствуют промежуточные величины теплового потока.

3. Установлено, что закономерности изменения теплового потока в зависимости от возраста океанической литосферы, выявленные для областей спрединга, справедливы и для задуговых бассейнов с рассеянным (диффузным) спредингом, в которых отсутствует четко выраженная экструзивная зона.

4. Выполненные нами исследования теплового потока в Тирренском море – районе с диффузным спредингом – позволяют сделать заключение, что в окрестности подводной горы Вавилова литосфера должна быть сложена породами преимущественно лерцолит-пироксенитового состава. Литосфера вблизи подводной горы Марсили должна иметь гарцбургитовый состав.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Вержбицкий Е.В., Шрейдер А.А., Стеньшинский С.Б. Скорость диффузного спрединга в Тирренском море по геомагнитным и геотермическим данным // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 8. 1992. С. 53 - 64.
- Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973. С. 52 - 59.
- 3. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 120 с.
- Приставакина Е.И. Определение степени частичного плавления астеносферы по сейсмическим данным // Океанология. 1984. Т. 24. Вып. 3. С. 477 - 483.
- 5. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1975. 184 с.
- Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: 1972. 724 с.
- 7. Юрчак Р.П. Тепловые свойства минералов // Физика Земли. 1980. № 7. С. 16 - 34.
- Anderson R.N. Update of heat flow in the east and southeast Asian Seas in the Tectonics and Geological Evolution of Asian Seas and Islands // Geophys. monogr. ser. 1980. V. 23. P. 319 - 326.
- Barberi F., Bizonard H., Capaldi G. et al. Age and Nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain // Init. Rep. of DSDP VXLII. Part 1. P. 509 - 514.
- Cochran J. The gulf of Aden: structure and evolution of young ocean basin continental margin // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. (B1). P. 263 - 287.
- Della Vedova D., Pellis G., Foucher J.P., Rehault J.P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea // Marine Geology. 1984. V. 55. № 314. P. 271 - 290.
- Finetti I. and Ben A. Del. Gephysical study of the Tyrrhenian opening // Bull. Geofis. Teor. ed Appl. Triest. 1986. V. XXVIII. № 110. P. 75 - 155.
- Kastens K., Mascle J., Auroux C. et al. (ODP leg 107 scientific party). Young Tyrrhenian Sea eldved very quickly // Geotimes. 1986. V. 31. № 8. P. 11 - 14.
- 14. Lister C.R.B. Estimators for heart flow and deep rock properties based on boundary layer theory // Tectonophysics. 1977. V. 41. P. 157 - 171.
- Milinverno A., Ryan W. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere // Tectonics. 1986. V. 5. № 2. P. 227 - 245.
- McKensie D.P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies // J. Geohys. Res. 1967. V. 72. P. 6261 - 6273.
- Parker R.L., Oldenburg D.W. 1973. Thermal model of ocean ridges // Nature. Phys. Sci. 1973. V. 242. P. 137 - 139.
- Parsons B., Sclater J.G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 5. P. 803 - 827.
- Rehault J.P., Moussat E., Fabbri A. Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin // Marine Geology. 1987. V. 74. P. 123 - 150.

- 20. Sclater J.G., Jaupart C., Galson D. The heart flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth // Reviews of Geophysics and space physics. 1980. V. 18. № 1. P. 269 - 311.
- Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Finite amplitude convective cells and continental drift // J. Fluid Mech. 1967.
   V. 28. P. 29 42.
- 22. Von Herzen R.P., Detrick R.S., Crough S.T., Epp D., Fehn U. Thermal origin of the Hawaiian swell heat flow

evidence and thermal models // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 6711 - 6723.

 Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N. Heat flow in back-ars basins of the western Pacific, Island Areas, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins. M. Ewing Ser. 1977. V. 1. Washington, D.C. 137 p.

Рецензенты: Ю.М. Пущаровский, М.Е. Артемьев

## Heat Flow Dependance on the Petrographic Composition of Oceanic Lithosphere

#### Ye. V. Verzhbitsky, A. Ya. Gol'mshtok, O. G. Sorokhtin

Analysis of geothermal data on the World Ocean, including the authors' observation in R/V "Vityaz" cruise 12 and R/V "Akademik M. Keldysh" cruise 16, and theoretical calculations have been used to show that hear flow values in the ocean are in a large measure dependent on the material composition of the underlying lithosphere. Characteristically, the minimum heat flow is registered in areas with the predominantly harzburgite lithosphere, whereas regions of the dunite lithosphere of the same age show the highest flows. In differently composed lithospheric regions, heat flow is intermediate in magnitude. It is shown that in back-arc basins lacking pronounced spreading axes (diffuse spreading), patterns of heat flow variations depending on the seafloor age are similar to other oceanic regions. It is thus concluded that in one of such basins, the Tyrrhenian Sea, its different parts reveal different petrographic compositions of the lithosphere ranging from lherzolite-pyroxenite to harzburgites. уДК 551.242.3(571.66)

# ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СРЕДИННОКАМЧАТСКОГО МАССИВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

### © 1994 г. В. П. Зинкевич, С. Ю. Колодяжный, Л. Г. Брагина, Е. А. Константиновская, П. И. Федоров

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 28.09.92 г.

Восточное обрамление Срединнокамчатского метаморфического массива сложено образованиями кампан-маастрихтского возраста, слагающими систему надвинутых в западном направлении тектонических покровов. Параавтохтоном являются метаморфические породы малкинской серии, местами несогласно перекрытые континентальными терригенными образованиями кампанского яруса (Барабская свита). Аллохтон состоит из хозгонского, ирунейского и кирганикского тектонических покровов. Породы каждого из них формировались в разных палеотектонических условиях в различных частях окраинного моря, на предконтинентальной равнине и в условиях вулканической островной дуги. Резкие отличия состава слагающих тектонические покровы меловых комплексов и отсутствие между ними переходных фаций подчеркивают значительное латеральное сокращение палеозоны перехода от океана к континенту во время ларамийской фазы тектогенеза.

К настоящему времени во многих регионах установлено, что складчатые пояса континентальных окраин Тихого океана представляют собой аккреционные сооружения, сформировавшиеся за счет тектонического совмещения фрагментов различных палеоструктур: островных дуг, окраинных морей и т.д. Поэтому понятен интерес к Камчатке, где кайнозойские вулканические пояса наложились на сложнодислоцированный фундамент, в котором в последние годы обнаружены тектонически сближенные комплексы, формировавшиеся в удаленных друг от друга палеотектонических структурах [2, 8, 9, 21].

Большая часть Камчатки закрыта чехлом полого залегающих кайнозойских вулканогенных и осадочных образований, среди которых встречаются крупные блоковые поднятия фундамента, сложенные дислоцированными меловыми гетерогенными комплексами, а также метаморфическими образованиями дискуссионной природы.

Наиболее полно фундамент кайнозойских образований изучен на Восточной Камчатке, где исследования последних лет выявили сложную покровную и чешуйчатую структуру его выходов. Изучение состава и строения слагающих фундамент кампан-нижнепалеогеновых комплексов показало, что они сопоставляются с образованиями различных частей островных дуг и окраинных бассейнов.

Среднемеловые океанические комплексы встречаются редко в блоках серпентинитовых меланжей и в отдельных тектонических пластинах [2, 9, 21].

Анализ строения и расположения меловых нижнепалеогеновых комплексов Восточной Камчатки позволил предложить новую схему тектонического районирования этого района [9], где выделяется Восточно-Камчатская зона покровных и чешуйчатых структур, восточнее которой находятся террейны – Камчатского Мыса и Кроноцкий (рис. 1). Проведенные исследования позволили создать реконструкции для мелового времени, на которых выделена энсиматическая Озерновско-Валагинская островная дуга [10], восточнее и южнее которой находились крупные внутриокеанические поднятия: Камчатскомысский и Кроноцкий террейны.

Более полные реконструкции – по всей Камчатке – требуют сопоставления строения меловых комплексов Восточной Камчатки и более западных районов. Для этого в 1990 г. был выбран хорошо обнаженный район восточного обрамления метаморфид Срединного хребта – междуречье рек Ича–Облуковина.

Рассматриваемая территория полностью покрыта крупномасштабной геологической съемкой, осуществленной геологами ПГО "Камчатгеология". Проводились здесь также тематические работы разными исследователями: Е.М. Ерешко, Г.В. Жегалова, В.Н. Лукьянов, И.А. Сидорчук, М.Н. Шапиро, А.Е. Шанцер и др. Необходимо отметить результаты геологической съемки масштаба 1 : 50000, проведенной в междуречье рек Ича-Облуковина В.Н. Лукьяновым и М.Е. Бояриновой. В результате этих работ довольно условно метаморфические образования расчленены на ряд относимых к палеозою - мезозою стратиграфических подразделений, а меловые породы были разделены на хозгонскую, ирунейскую и кирганикскую свиты. В.Н. Лукьянов и М.Е. Бояринова впервые подробно описали надвиговый контакт





1 – метаморфические образования дискусснонного возраста; 2 – меловые-нижнепалеогеновые образования: Восточной Камчатки (a) и Центральной Камчатки (b); 3 – сложнопостроенные террейны: Км – Камчатского Мыса, Кр – Кроноц-кий, Ом – Омгонский; 4 – кайнозойские и мезозойские образования Западной Камчатки; 5 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (P<sub>3</sub> - Q); 6 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (N<sub>2</sub> - Q); 7, 8 – кайнозойские терригенные отложения Центрально-Камчатского грабена (7) и Тюшевского прогиба (8); 9 – основные разломы: установленные (a) и предполагаемые (b); 10 – предполагаемое положение под кайнозойскими отложениями надвигового контакта между меловыми осадочно-вулканогенными комплексами Центральной Камчатки и терригенными отложениями Западной Камчатки; 11 – коллизионный шов; 12 – скважина глубоководного бурения и ее номер; 13 – изобаты (в м); 14 – район исследований.

Римскими цифрами обозначены блоковые поднятия мелового фундамента Камчатки: I – Камчатского перешейка, II – Озерновское, III – Кумрочское, IV – Тумрокское, V – Северо-Валагинское, VI – Южно-Валагинское, VII – восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфид, VIII – Вахильское.

метаморфических и относимых к мелу вулканогенно-осадочных и терригенных образований.

Все эти исследования позволили рассмотреть основные черты геологии района, но многие вопросы, такие, как строение и возраст метаморфических образований, тектонические соотношения меловых толщ и др., еще оставались открытыми для дискуссий.

#### ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Район исследований сложен метаморфическими образованиями докампанского возраста, гетерогенными меловыми толщами и кайнозойскими вулканогенными и осадочными породами.

Метаморфические образования. По существующей схеме стратиграфического расчленения метаморфические толщи Срединнокамчатского массива разделяются на две серии: колпаковскую, до недавнего времени относимую к докембрию, и малкинскую условно – средне-позднепалеозойскую [19, 20, 24].

В последние годы методами изотопной геохронологии показано, что метаморфизм пород колпаковской серии относится к раннему мелу [3, 4]. Достоверных данных о возрасте пород малкинской серии пока нет. Учитывая, что они с несогласием перекрывают метаморфические образования колпаковской серии и, в свою очередь, с размывом перекрываются кампанскими отложениями барабской толщи, их возраст можно условно принять как ранне-позднемеловой (докампанский).

В исследованном районе образования малкинской серни по степени метаморфизма и составу пород разделяются на три толщи: филлитовую (хейванская свита), зеленосланцевую (химкинская свита) и толщу кристаллических сланцев.

Филлитовая толща, слагая основание видимого разреза, залегает полого и конформно перекрывается зеленосланцевой химкинской свитой. Поверхность контакта между ними субпараллельна минерализационной сланцеватости и малоамплитудным пологим субпослойным срывам, развитым в пределах филлитовой и зеленосланцевой толщ.

Толща кристаллических сланцев обнажается в северо-западной части района, в бассейне левого притока р. Ичи – ручья Базового. Она сложена двуслюдяными кристаллическими сланцами, гранат-биотит-мусковитовыми и ставролит-гранатслюдяными сланцами, плагиогнейсами и мигматитами, несущими следы диафтореза. В верхних частях разреза толщи кристаллических сланцев отмечаются локально развитые узкие тектонические клинья (5 - 30 м), сложенные зелеными сланцами, аналогичными по составу породам химкинской свиты.

Меловые породы района расчленяются на барабскую, хозгонскую, кирганикскую свиты и сложно построенный ирунейский комплекс (рис. 2).

Барабская свита закартирована в юго-западной части района, на водоразделе р. Облуковины и левых притоков р. Ичи – рек Хима и Химки, где она представлена континентальными терригенными породами, местами несогласно залегающими на метаморфитах химкинской и хейванской свит. Подошва терригенных отложений неровная, с многочисленными карманами и западинами. Характерна сильная фациальная изменчивость барабских отложений, в которых строение даже близко расположенных разрезов существенно отличается. Наиболее полные разрезы свиты установлены в районе г. Барабы, где, по данным [23], она имеет двучленное строение.

Нижняя толща (120 м) состоит из туфогенных и вулканомиктовых конгломератов и конглобрекчий с прослоями туфов среднего и кислого составов. Хорошо окатанная галька в конгломератах сложена эффузивами среднего и кислого, реже основного составов. Изредка встречаются различные туфы, плагиоклаз-порфировые граниты, туфосилициты. Цемент в конгломератах псаммитовый, с примесью туфогенного материала.

Верхняя толща (600 м) представлена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, реже мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Грубообломочные породы преобладают в нижней, а тонкообломочные – в верхней части разреза.

Породы барабской свиты охарактеризованы листовой флорой хорошей сохранности. Наиболее полные сборы произведены в нижней части толщи, откуда А.И. Челебаевой определены многочисленные отпечатки крупнолистной мезофильной флоры, представленной преимущественно новыми родами [23]. При первичной обработке коллекции было сделано заключение о позднесенонском возрасте флоры, но более поздняя обработка материала позволила, по устному сообщению А.И. Челебаевой, сделать вывод о ее кампанском возрасте.

Хозгонская свита распространена в южной и западной частях района – на правобережье р. Облуковины, а также в верховьях рек Хим и Химка. Здесь она представлена чередованием черных глинистых сланцев, алевролитов и полимиктовых песчаников, содержащих линзы и невыдержанные по мощности пласты полимиктовых конгломератов, туфогенных гравелитов, кремнистых аргиллитов, черных и серых кремней, кремнеобломочных осадочных брекчий. Крайне редко среди кремнистых пород встречаются подушечные базальты, что было впервые отмечено в работе [23].

Макрофауна в породах хозгонской свиты не обнаружена, встречаются лишь призматические слои иноцерамов мощностью до 0.3 - 0.4 м. В верховьях р. Химки М.Н. Шапиро и его соавторами [23] в кремнях хозгонской свиты обнаружен богатый комплекс радиолярий, характерных, по мнению В.С. Вишневской, для среднего-позднего кампана. Наличие в разрезе хозгонской свиты невыдержанных горизонтов грубообломочных пород, подобных отложениям барабской толщи, позволяет предположить существование постепенных фациальных переходов между хозгонскими и барабскими образованиями.

Ирунейский комплекс распространен в бассейнах рек Хим, Ченгнут, Богдановская, где в его строении выделяются глинисто-яшмовая, глинисто-кремнисто-туфогенная и туфогенная толщи с тектоническими контактами между ними.

Глинисто-яшмовая толща установлена в верховьях р. Хим, на водоразделе ручьев Базового и Бокового. Она представлена чередованием кремней, яшм, кремнистых аргиллитов, аргиллитов и туфоалевролитов. Толща осложнена





1 – аллювнальные, озерные и ледниковые отложения (Q); 2 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования ( $P_3$ ? - Q); 3 – кирганикская свита: туфы, туфобрекчии и лавы основного и среднего составов, туфопесчаники, туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники; 4 - 6 – ирунейский комплекс, туфогенная толща: 4 – туфы и туфобрекчии основного и среднего составов, реже туфопесчаники и туфоалевролиты, 5 – туфоалевролиты, туфо основного и среднего составов, кремнистые туфоаргиллиты, 6 – нерасчлененные отложения; 7 – ирунейский комплекс, глинисто-ящмовая и глинисто-кремнисто-туфогенная толща нерасчлененные: туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистье туфоаргиллиты, 6 – нерасчлененные отложения; 7 – ирунейский комплекс, глинисто-ящмовая и глинисто-кремнисто-туфогенная толщи нерасчлененные: туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнисто-ящмовая и глинисто-кремнисто-туфогенная толщи нерасчлененные: туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнистые туфоаргиллиты, кремни, туфогенные гравелиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнистые туфоалевролиты, кремнистые туфоаргиллиты, кремни, туфогенные гравелиты, кремнистые аргиллиты, кремни, туфогенные составов, казальты; 8 – хозгонская свита: алевролиты, песчаники, туфогенные гравелиты, кремнистые аргиллиты, кремнистые туфы основного составов, конглобрекчии, кремни, гравелиты, кремнистые составовис основного составов; 10 – метаморфические образования малкинской серин; 11 – гранитовды (N); 12 – субвулканические тела среднего и кислого составов (N); 13 – геологические гранисы (б); 15 – надвити: установленные (а) и предполагаемые (б); 15 – надвити: установленные (а) и предполагаемые (б); 16 – номера и места находок микрофауны; 17 – линия геологического профиля (I–I).

многочисленными послойными срывами и надвигами, что затрудняет определение истинной мощности толщи. Достаточно условные сопоставления отдельных фрагментов ее разрезов позволяют заключить, что общая мощность толщ составляет не менее 200 м.

Глинисто-кремнисто-туфогенная толща (300 м) распространена в междуречье Хим и Облуковина, где она представлена в нижней части серозелеными алевритовыми и алевропелитовыми туфами, красными туфоалевролитами и туфоаргиллитами с линзообразными включениями серых туфопесчаников и мелкозернистых туфов, кремнистыми туффитами и туфосилицитами. В верхней части разреза среди этих пород появляются массивные прослои средне- и крупнопсаммитовых туфов основного и среднего составов. Для толщи характерно присутствие горизонтов, насыщенных обломками призматических слоев иноцерамов, которые встречаются как в красных тонкозернистых кремнистых туфоалевролитах, так и в зеленых псаммитовых туфах.

Туфогенная толща (3.0.-400 м) распространена в истоках рек Богдановской и Ченгнут. Она сложена в нижней части кремнистыми туфоалевролитами и туфоаргиллитами, алевритовыми и псаммитовыми туфами с редкими потоками базальтов. В верхней части преобладают градационно-слоистые гравелитовые, псаммитовые и алевритовые туфы, реже туфоалевролиты и туфоаргиллиты, псефитовые и агломератовые туфы основного состава.

Возраст пород, относимых к ирунейской свите, определялся ранее как сантон-кампанский на основании определений фауны иноцерамов [13]. По данным А.И. Поздеева и Д.А. Бабушкина южнее рассматриваемого района (в бассейне р. Правая Андриановка) в кремнистых алевролитах ирунейской свиты были обнаружены Inoceramus ex gr. orientalis Sok., I. ex gr. Schmidti Mich., I. cf. Schmidti Mich., в туфогенных песчаниках – Inoceramus ex gr. Schmidti Mich., характерные, по заключению В.Н. Верещагина, для сантона или кампана. В кремнях рассматриваемого комплекса установлены радиолярии кампан-маастрихтского возраста [23]. В наших пробах из глинисто-яшмовой толщи (левобережье руч. Бокового, притока р. Хим) И.Н. Извековым обнаружен комплекс радиолярий, характерных для позднего кампана - раннего маастрихта (таблица). Из кремнистых пород туфогенной толщи Л.Г. Брагиной выделен и определен комплекс радиолярий, позволяющий датировать вмещающие породы поздним кампаном - маастрихтом (таблица).

Приведенные выше палеонтологические данные свидетельствуют, что выделенные в ирунейском комплексе толщи разного литологического состава имеют сенонский возраст, причем породы глинисто-кремнисто-туфогенной толщи по макрофаунистическим остаткам относятся к сантону(?) - кампану, а породы глинисто-яшмовой и туфогенной толщ по радиоляриям – к кампану - маастрихту. Кроме того, в породах глинисто-яшмовой толщи обнаружены перемытые радиолярии турон-кампанского и сантон-кампанского возраста.

На основании вышеперечисленных данных возраст ирунейского комплекса принимается сантон(?)-кампан-маастрихтским.

Кирганикская свита сложена грубообломочными туфогенными породами и эффузивами основного и среднего составов, распространенными в северо-восточной части района (бассейны рек Богдановской, Ченгнут и Саранской). При проведении геологической съемки масштаба 1:50000 (Лукьянов А.И., Бояринова М.Е.) к кирганикской свите были отнесены лишь вулканогенные образования в верховьях р. Богдановской. Магматические породы в нижнем течении р. Хим и на левобережье р. Ичи рассматривались как сложнопостроенные субвулканические комплексы преимущественно диабазового состава. Детальное изучение показало, что они имеют стратифицированный характер и что среди них обычны, кроме базальтов и диабазов, различные туфы, а изредка встречаются образовавшиеся за счет перемыва последних, туфогенно-осадочные породы. Поэтому эти образования отнесены нами к кирганикской свите, благодаря чему поля распространения свиты значительно больше, чем у предшественников (рис. 2).

В строении кирганикской свиты преобладают агломератовые, псефитовые и псаммитовые туфы, лавобрекчии и лавы основного и среднего составов, реже встречаются туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники, туфоалевролиты и туфопелиты, кремнистые породы.

Нижняя часть кирганикской свиты (300 - 4(0 м) сложена ритмичным чередованием гравелитовых туфопесчаников (10 - 15 см), среднезернистых вулканомиктовых песчаников (20 - 25 см) и мелкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов (до 5 см). Ритмичные пачки нередко расслаиваются массивными туфобрекчиями (до 20 м), сложенными несортированными угловатыми обломками лав (от 2 до 10 см).

Верхняя часть кирганикской свиты (300 - 400 м), согласно надстраивающая нижнюю, представлена грубообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами и лавами базальтов и андезитов. Лавы по простиранию часто сменяются сначала грубообломочными массивными туфогенными породами, а затем ритмично построенными туфогенно-осадочными отложениями. Эффузивы образуют отдельные покровы мощностью до 10 - 15 м, выклинивающиеся по простиранию на расстоянии 300 - 500 м. Характерной чертой кирганикской свиты является ее сильная фациальная изменчивость.

Возраст пород кирганикской свиты по ископаемой флоре ранее считался сенонским или

## ЗИНКЕВИЧ в др.

Комплексы радиолярий в кремнистых породах верхнемеловых комплексов южной части Срединного хребта

<b>№</b> п/п	Образец, год отбора	Микрофауна	Возраст	Местонахождение	Порода, толща
1	913/1 (1990)	Orbiculiforma sempiterna Pessagno, Cromyosphaera vivenkensis Lipman, Lithomespilos cf. mendosa (Krashen- innikov), Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark), S. campi (Camp- bell et Clark), Cornutella californica (Campbell et Clark), Amphipyndax stocki (Campbell et Clark) var. A Vishnevskaya, A. stocki (Campbell et Clark) var. B Vishnevskaya, A. ellip- ticus Nakaseko et Nishimura, Dictyo- mitra densicostata Pessagno.	Поздний кампан - ранний маастрихт	Истокн руч. Боковой, водораздел с руч. Базовым	Полосчатые красно-зеленые яшмы из глинисто-яшмо- вой толщи ирунейского комплекса
2	913/3 (1990)	Orbiculiforma sempiterna Pessagno, O. renillaeformis (Campbell et Clark), O. cf. australis Pessagno, Praestylos- phaera pusilla (Campbell et Clark), Alievium cf. gallowayi (White), Dic- tyomitra densicostata Pessagno, Sti- chomitra livermorensis (Campbell et Clark), S. campi (Campbell et Clark), Amphypindax stocki (Campbell et Clark) var. B Vishnevskaya, Protosti- chocapsa stickta Empson-Morin, Xi- tus asymbatos (Foreman).	Поздний кампан - ранний маастрихт	Истоки руч. Боковой, во- дораздел с руч. Базовым	Красные яшмы из глинисто- яшмовой толщи ирунейского комплекса
3	86 (1990)	Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), Clathrocyclas cf. hyronia Foreman, Dictyomitra andersoni (Campbell et Clark), Stichomitra livermorensis (Campbell et Clark), Phaseliforma cf.	Поздний кампан - маастрихт	Левый берег р. Хим (среднее течение)	Зеленые крем- ни из туфоген- ной толщи иру- нейского ком- плекса
4	649-2 (1990)	Hemicryptocapsa conara Foreman	Поздний мел	Правобережье руч. Солнечного	Кремнистые аргиллиты из глинисто-крем- нисто-туфоген- ной толщи иру- нейского ком- плекса
5	619-7, 619-8-6, 619-19, 619-20-е, 619-20-в, г, 620-1, 620-3, 620-3-д, е, 620-3-ж, з, н, 620-3-к, л, 620-4-г, е	Acantocircus sp., Archaeospongopru- num sp., Histiastrum aster Lipman, H. latum Lipman, Patulibrachium talia- ferroi Pessagno, Pentinastrum subbo- tinae Kozlovae, Phaseloforma cf. cari- nata (?) Pessagno, Rhopalastrum at- tenuatum Lipman, Stylosphaera cf. goruna (?) Sanfillipo et Riedel, Am- phipyndax pseudoconulus (Pessagno), A. stocki (Campbell et Clark), Cornu- tella californica Campbell et Clark, Dictyomitra densicostata Pessagno, D. multicostata Zittel, Stichomitra cechena Foreman, S. livermorensis (Campbell et Clark), Lithocampe (?) eureia Foreman, Neosciadiacapsa jeu- kiusi Pessagno	Кампан	Руч. Боковой, (приток р. Хим)	Кремни и крем- нистые аргил- литы из глинисто-яшмо- вой толщи ирунейского комплекса

Окончание таблицы

№ п/п	Образец, год отбора	Микрофауна	Возраст	Местонахождение	Порода, толща
6	KP-64-15 (1989)	Spongosaturnalis spiniferus Campbell and Clark, Stylosphaera cf. goruna Sanfillippo and Riedel, Spongorus sp. Bathropyramis sanjoaguinensis Campbell et Clark, Cornutella cali- fornica Campbell et Clark, Cornu- tella cf. clathrata Ehrenberg, Lisho- strobus cf.	Поздний маас- трихт - даний (?)	Верховья р. Жупанки, правый борт	Черные кремни из верхней час- ти кирганик- ской свиты
7	KP-64-17 (1989)	Spongosaturnalis spiniferus Campbell et Clark, Orbiculiforma monticelloen- sis Pes., Orbiculiforma cf. sacramen- toensis Pessango, Bathropyramis san- joaquinensis Campbell et Clark.	Поздний маас- трихт - даний (?)	Верховья р. Жупанки, правый борт	Черные кремни из верхней час- ти кирганик- ской свиты
8	KP-54-2 (1989)	Orbiculiforma monticelloensis Pessango, Spongurus mollis Vishnevskaya	Поздний маас- трихт - даний (?)	Верховья р. Жупанки, левый борт	Черные кремни из верхней час- ти кирганик- ской свиты

Примечание. Определения микрофауны сделаны Л.Г. Брагиной, обр. 913/3 и 913/1 определены И.Н. Извековым.

сенонско-датским [13]. Позднее содержащиеся в наиболее тонкозернистых породах этой свиты бентосные фораминиферы позволили датировать ее маастрихтом [12]. Южнее рассматриваемого района, в бассейне реки Жупанка, в кремнях верхней части кирганикской свиты Е.А. Константиновской обнаружен комплекс радиолярий, позволивших Л.Г. Брагиной датировать вмещающие породы поздним маастрихтом - данием (?) (таблица). Учитывая, что нижняя часть разреза кирганикской свиты палеонтологически не охарактеризована, возраст ее в целом может быть ограничен поздним кампаном (?) - данием.

Соотношения кирганикской свиты с образованиями ирунейского комплекса достаточно сложны. Давно высказывалось мнение, что ее породы согласно залегают на породах ирунейской свиты [13]. В рассматриваемом районе контакты кирганикской свиты с образованиями ирунейского комплекса обычно тектонические. Однако в верховьях р. Богдановская наблюдаются постепенные переходы от ритмично переслаивающихся туфогенноосадочных отложений (типичных для ирунейского комплекса) к грубообломочным вулканогенным образованиям, которые можно рассматривать как фацию кирганикской свиты. Учитывая эти данные и близкий возраст пород ирунейского комплекса и кирганикской свиты, скорее всего, последняя представляет собой фациальный аналог верхней части ирунейского комплекса, что уже предполагалось ранее [23].

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ ТОЛЩ

87

По литолого-фациальным особенностям среди меловых толщ выделяются несколько ассоциаций: барабская (песчано-конгломератовая), хозгонская (песчано-сланцевая), кирганикская (вулканогенная) и ряд ирунейских (яшмовая, туфогенно-кремнистая и туфогенно-осадочная).

Барабская ассоциация включает континентальные отложения одноименной свиты. Породные ассоциации этого типа отличаются не только по латерали, но и по разрезу толщи. В нижней части барабской свиты грубообломочные туфогенные и вулканомиктовые конгломераты составляют основной ее фон. Среди них преобладают мелко-, средне- и крупнообломочные разности с хорошо окатанными обломками дацитов. Реже встречаются валунные конгломераты с тем же составом кластической части. Размеры и состав обломков свидетельствуют о близости источников кислого вулканического материала. О существовании синхронной с осадконакоплением вулканической деятельности свидетельствуют и горизонты разноразмерных туфов андезито-дацитового состава. Сходство состава обломочной части конгломератов и туфов в барабских разрезах, а также присутствие туфогенной примеси в цементе конгломератов свидетельствуют о возможной близости палеовулканов. Для всех типов пород характерно обилие растительного детрита.

Характерной особенностью барабских разрозов является резкое увеличение в верхней части

свиты обломков метаморфических пород. Возможно, это свидетельствует об изменении источников сноса при вскрытии все более глубоких горизонтов прилегающей суши во время ее эрозионного размыва.

Сильная фациальная изменчивость барабских отложений позволяет предположить, что дно палеобассейна было неровным, с лагунами и застойными участками, где в отдельных местах сохранялась крупнолистовая флора, характерная, по мнению А.И. Челебаевой, для теплого и субтропического климата.

Хозгонская ассоциация представлена морскими отложениями одноименной свиты.

Породные ассоциации нижней части хозгонской свиты сложены алевропелитовыми туфами и кремнистыми туффитами с редкими линзовидными прослоями (до 1 - 2 м) тонкозернистых песчаников, кремней, кремнеобломочных пород и базальтов. Темно-зеленые туфы обычно слагают пласты (до 10 - 20 м). Кремнистые туффиты темно-серого цвета состоят из отдельных тонких слойков (до 1 - 3 мм) кремнистого и туфогенного материала. Изредка встречающиеся темно-серые кремни слагают линзовидные прослои (первые метры). Обнаруженный ранее в кремнях хозгонской свиты разнообразный и хорошо сохранившийся комплекс радиолярий позволяет предполагать [23], что осадки формировались в относительно глубоководной обстановке. Кремнеобломочные породы представляют собой осадочные брекчии, в которых неокатанные обломки (размером до 1 - 3 см) темно-серых кремней (до 50 - 70% от объема породы) цементируются светло-серым кремнистым материалом.

Породные ассоциации верхней части хозгонской свиты сложены темно-серыми алевролитами и кварц-полевошпатовыми песчаниками, среди которых изредка встречаются отдельные пласты гравелитовых конгломератов. Для всех пород характерна турбидитоподобная ритмичность, выражающаяся чередованием слоев с мощностью ритмичных пачек 10 - 30 м. Видимо, это были осадки мутьевых потоков, осаждавшихся вблизи подножий континента.

В целом особенности строения хозгонских разрезов свидетельствуют, что их породы скорее всего формировались в относительно глубоководной обстановке при воздействии турбидных донных течений. Видимо, это были терригенные турбидиты и кремнистые гемипелагические илы с прослоями вулканического пепла и потоками базальтов, накапливавшиеся на обширных предконтинентальных равнинах в ирунейском окраинном бассейне.

Петрографический состав пород хозгонской свиты сходен с образованиями лесновской серии Западной Камчатки, главными чертами которой являются большая мощность, почти полное исчезновение груботерригенного материала, полимиктовый состав обломков в песчаниках и отсутствие заметных вариаций этого состава [6]. Эти факторы указывают на то, что источником сноса обломочного материала терригенных серий Центральной и Западной Камчатки была относительно удаленная континентальная область. Ею могли быть складчатые области дна Охотского моря или мезозоиды Северо-Востока.

Ирунейские ассоциации включают глинистояшмовую, глинисто-кремнисто-туфогенную и туфогенную разновидности.

Глинисто-яшмовая ассоциация сложена красными яшмами, черными и зелеными кремнями, серыми и желто-серыми кремнистыми аргиллитами и реже красными кремнистыми туфоалевролитами. Строение глинисто-яшмовой ассоциации обусловлено неравномерным чередованием глинисто-кремнистых (6 - 10 м) и глинистояшмовых пачек (от 2 - 3 до 5 - 6 м). Для глинистокремнистых пород типична выдержанная ритмичная слоистость с симметричным строением ритмов мощностью 10 - 15 см, средняя часть которых (до 5 - 7 см) сложена однородными, халцедоновидными кремнями, которые в верхней и нижней частях ритма сменяются кремнистыми аргиллитами с тончайшим (ленточным) переслаиванием кремнистых и глинистых слойков. Для этих пород типичны мелкая косая слоистость и текстуры донного размыва.

Для пород глинисто-яшмовых пачек характерна ритмичная горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием глинистых и кремнистых слойков (1 - 2 см), вдоль границ которых проявлена более тонкая (доли мм) ламинарная микрослоистость. Радиолярии в слоистых яшмах распределены послойно, концентрируясь преимущественно в глинистых слойках, что позволяет предположить частичный перемыв микрофауны. Описанные текстурные особенности пород, среди которых отсутствуют разности с градационными текстурами, позволяют предположить нетурбидитное происхождение наблюдаемой в них слоистости. Подобную ритмичную слоистость в глинисто-кремнистых породах обычно связывают с флуктуациями течений, благодаря которым глинистый материал поступает импульсивно [5, 25]. Ламинарная микрослоистость в силицитах обычно рассматривается как свидетельство спокойных условий осадконакопления, происходившего ниже уровня волнового воздействия и в отсутствие илоедов [5].

В высококремневых силицитах глинистояшмовой ассоциации устанавливаются деплетированные содержания РЗЭ с относительным обогащением ПРЗЭ и интенсивной отрицательной Се аномалией, что указывает на открытые обстановки седиментации [1, 26 - 28]. Туфоалевролиты, слагающие отдельные пласты среди фоновых глинисто-яшмовых пород и содержащие тонкую алевритовую кристалло- и витрокластику, обнаруживают отличный от фоновых отложений спектр распределения РЗЭ и положительную Се аномалию, что позволяет предполагать перенос слагающего их пеплового материала с вулканических поднятий дистальными турбидитными течениями.

По-видимому, породы глинисто-яшмовой ассоциации накапливались в центральных частях ирунейского палеобассейна, удаленных от источников обломочного материала, ниже уровня волнового воздействия и в отсутствии илоедов, при медленной биогенной кремнистой седиментации и периодическом (ритмичном) привносе глинистого вещества донными течениями, на фоне которых происходили редкие поступления пеплового (преимущественно кристаллокластического) материала.

Глинисто-кремнисто-туфогенная ассоциация сложена в нижней части черными, зелеными и красными туфосилицитами, туфоалевролитами и алевро-пелитовыми туфами, в средней части – туфами и ритмично слоистыми кремнисто-туфогенными породами, в верхней – псаммитовыми и псефитовыми туфами основного и среднего составов.

Для пород глинисто-кремнисто-туфогенной ассоциации характерна градационная ритмичная слоистость. Турбидитоподобные ритмы (10 - 15 см) сложены в основании светло-серыми градационными туфопесчаниками (1 - 2 см), содержащими обломки зерен плагиоклаза, пирита и витрокластикой в карбонатизированном пленочном цементе, а в верхней части (8 - 13 см) – линзовиднослоистыми кремнистыми туфоалевролитами с примесью тонкой кристаллокластики. Нижняя граница ритмов резкая, неровная, иногда деформирована ходами илоедов и осложнена эрозионными карманами. Алевритовая и мелкопсаммитовая кристаллокластика нижних частей ритмов выполняет карманы (до 0.5 см), границы которых секут тонкую горизонтальную слоистость подстилающего кремнисто-глинистого прослоя. В красных песчанистых и глинистых туфоалевролитах, расслаивающих прослои туфопесчаников, часто наблюдаются текстуры, связанные с биотурбацией осадков.

Породы глинисто-кремнисто-туфогенной ассоциации формировались в зоне, приближенной к источнику туфогенного обломочного материала, в обстановке, благоприятной для жизнедеятельности донных организмов, выше уровня карбонатной компенсации. Об этом свидетельствуют обнаруженные в породах интенсивные биотурбации, спикулы губок, детрит бентосных фораминифер и иноцерамовых призматических слоев, множественные ходы илоедов. При формировании отложений нижней и средней частей глинистокремнисто-туфогенной ассоциации кремненакопление было подавлено поступлением алевритового и псаммитового туфогенного обломочного материала, переносимого турбидитными течениями. Химический состав туфоалевролитов ассоциации близок к составу туфоалевролитов глинистояшмовой ассоциации (высокие концентрации РЗЭ и положительная Се аномалия), что указывает на общий источник сноса пеплового материала.

Рассмотренные выше особенности петрографии, литологии и химического состава пород глинисто-яшмовой и глинисто-кремнисто-туфогенной ассоциаций ирунейского комплекса позволяют заключить, что их формирование происходило в одном палеобассейне (ирунейском), на разном расстоянии от вулканического источника, поставлявшего туфогенный материал. Глинистояшмовая толща формировалась в открытых условиях в центральных частях, а глинисто-кремнисто-туфогенная толща – в краевых частях этого палеобассейна, на склонах и в подножии вулканических построек.

Туфогенная ассоциация ирунейского комплекса характеризуется чередованием туфогенных пачек ритмичного строения и пачек грубообломочных туфов и агломератов хаотичной структуры. Накопление этих отложений происходило в результате гравитационных процессов на склонах вулканических поднятий, благодаря чередованию эпизодов седиментации грубообломочного вулканогенного материала, мобилизованного в результате субаэральных извержений и поставляемого подводными лахаровыми потоками, и периодов схода серии турбидитовых потоков, переносивших псаммит-алевритовый вулканомиктовый материал.

Общее увеличение грубообломочного вулканогенного материала вверх по разрезу туфогенной толщи свидетельствует о повышении эксплозивности извержений и росте вулканических поднятий.

Состав и строение туфогенной толщи ирунейского комплекса позволяют предположить, что ее накопление происходило на выположенных участках склонов вулканических поднятий. Сходство петрографического состава пород верхней части туфогенной толщи с породами кирганикской свиты, и их пространственная близость позволяют предложить, что их формирование происходило в пределах одной палеоструктуры.

Кнрганнкская ассоциация, описанная во многих работах [11, 12, 14, 18, 23], характеризуется фациально изменчивыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, среди которых выделяются вулканогенные и тефрогенные типы породных ассоциаций.

Вулканогенный тип сложен лавами основного, среднего и реже кислого составов, разнообразными туфами, лаво- и туфобрекчиями. Встречаются субвулканические тела жерловых фаций и дайки тех же составов. Строение разрезов отличается грубой стратификацией, обусловленной



Рас. 3. Палеотектонический профиль позднемеловой (К2ст - m) переходной зоны (Центральная Камчатка).

1 – грубообломочные терригенные континентальные отложения (барабский тип разреза); 2 – терригенные морские отложения глубоководной предконтинентальной равнины (хозгонский тип разреза); 3 - 5 – ирунейские типы разреза: 3 – глинисто-яшмовые отложения геминелагических обстановок окраинного моря, 4 – глинисто-кремнисто-туфогенные отложения вулканических подножий, 5 – туфогенные отложения склонов вулканической островной дуги; 6 – вулканогенные образования островной дуги; 6 – вулканогенные образования островной дуги (кирганикский тип разреза); 7 – туфотерригенные отложения преддугового прогиба; 8 – океаническая кора; 9 – метаморфический фундамент; 10 – границы тектонических пластии и направления относительных перемещений; 11 – сейсмофокальная зона.

чередованием покровов или серий покровов лав с пачками лавобрекчий и агломератовых туфов.

Химический состав эффузивов кирганикской свиты, относится к щелочным и субщелочным разностям [13, 14, 18]. По химизму лавы кирганикской свиты отличаются калиевой специализацией ( $K_2O - 2.4 - 5\%$ ;  $K_2O/Na_2O > 1$ ) и могут быть отнесены к шошонитовой серии островных дуг [16]. По содержанию TiO<sub>2</sub> породы принадлежат к низкотитанистому типу.

Нами проанализированы не только эффузивы типичных частей кирганикской свиты, но и породы, относившиеся при геологической съемке этого района к дифференцированному диабазовому комплексу. Сравнение петро- и геохимических особенностей лав этого комплекса с породами типичных частей кирганикской свиты показывает их большое сходство. Породы кирганикской свиты, наблюдающиеся на левобережье р. Ичи (ранее относившиеся к так называемому "диабазовому комплексу") отличаются более высокими содержаниями калия (до 6%), фосфора, при большей степени окисленности железа, что, видимо, объясняется их гидротермальной переработкой. Отмечается также сходство по химическому составу с вулканическими породами, распространенными южнее рассматриваемого района, в бассейне рек Правая Андриановка и Жупанка, среди которых по петрографическим и геохимическим особенностям различаются связанные взаимопереходами абсарокиты и шошониты [15 - 17].

Формирование вулканогенной ассоциации, видимо, было связано с субаэральными вулканическими извержениями эффузивно-эксплозивного характера.

Тефрогенный тип кирганикской ассоциации замещает вулканогенный по латерали и сложен разнообразными туфами, тефроидными, вулканомиктовыми, терригенными и кремнистыми породами. Лавы слагают лишь редкие потоки в проксимальных фациях. Перекрестная и косая слоистость, а также находки флоры в туфопесчаниках рассматриваемой ассоциации свидетельствуют об относительно мелководных обстановках седиментации. Породы тефрогенной ассоциации формировались на шельфах вулканических поднятий, их склонах и подножиях. Накопление шлейфа отложений происходило за счет гравитационного осаждения вулканогенного материала при участии лахаровых и турбидитных потоков.

Отмеченные выше особенности строения меловых толщ междуречья Ича-Облуковина указывают на весьма различные условия их формирования. Кирганикская ассоциация отражает условия вулканической островной дуги. Ирунейские ассоциации формировались в различных частях окраинного моря. Хозгонские породы характерны для отложений глубоководных приконтинентальных окраин, а барабские разрезы отражают континентальные условия седиментации в пределах Срединнокамчатского микроконтинента. Каждая из перечисленных близких по возрасту толщ отражает определенные палеотектонические условия, что позволяет реконструировать для позднемелового (кампан-маастрихтского) времени обстановку, напоминающую современную переходную зону на западе Тихого океана: островная дуга-окраинное море-континент (микроконтинент) (рис. 3).

Отсутствие в современной тектонической структуре Камчатки между барабским, хозгонским и ирунейскими типами разрезов переходных типов подчеркивает значительность общего тектонического сокращения при деформациях палеопереходной зоны.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В структурном отношении район представляет собой систему смятых покровных пластин, надвинутых на метаморфические образования (параавтохтон). В строении аллохтона выделяется три тектонических покрова: хозгонский, ирунейский и кирганикский.

Параявтохтон обнажается в западной части района, где он представлен метаморфизованными -породами малкинской серии, которые местами несогласно перекрываются континентальными грубообломочными отложениями барабской свиты (К, км). Нижнебарабская толща обнажается вдоль западных и юго-западных отрогов г. Бараба, тектонически перекрывая метаморфические образования и, в свою очередь, стратиграфически наращивается породами верхнебарабской толщи. Южнее, в правом борту р. Облуковина, нижняя толща стратиграфически выклинивается и на метаморфических образованиях с размывом и угловым несогласием залегают грубообломочные отложения верхнебарабской толщи. К северо-западу и западу от г. Бараба контакты барабской свиты с подстилающими метаморфитами повсеместно тектонические. Грубообломочные отложения здесь носят следы интенсивного тектонического течения в горизонтальной плоскости, подвержены неравномерному метаморфизму и слагают небольшие тектонические линзы и пластины, зажатые между аллохтонными меловыми толщами и породами параавтохтона.

Аллохтонные комплексы. Хозгонский покров установлен в западной части района (рис. 2), где он сложен осадочными образованиями одноименной толщи.

В большинстве случаев хозгонская пластина подстилает ирунейскую и тектонически перекрывает либо метаморфические образования, либо терригенные породы барабской толщи. В ряде мест хозгонская пластина на контакте с метаморфитами тектонически выклинивается и они перекрываются ирунейским покровом. В верховьях р. Химки и руч. Базового вдоль поверхности шарьирования в основании хозгонской пластины были отмечены тектонические линзы, сложенные ирунейскими породами. Подобные соотношения описывались и ранее [22]. Кроме того, в районе г. Химка вблизи выходов метаморфических пород параавтохтона была отмечена крупная лежачая антиформная складка-покров, в ядре которой обнажаются терригенные отложения хозгонской толщи, а на крыльях – ирунейские глинисто-кремнистые образования. Эта запрокинутая на запад антиформа отделяется пологим надвигом от метаморфитов параавтохтона, подчеркивая, что ирунейская и хозгонская пластины после их тектонического совмещения были совместно смяты в покровные складки и в таком виде шарьировались на метаморфиты (рис. 2, разрез).

Внутреннее строение хозгонского покрова неоднородно. В его восточной части встречаются участки, где породы дислоцированы довольно слабо (углы падения пород не превышают 20° - 40°). На западе, вблизи выходов параавтохтона, внутреннее строение покрова усложняется из-за многочисленных послойных срывов, крутых надвигов и надвигов-складок. В ряде мест слагающая хозгонский покров осадочная толща пологими срывами расслоена на ряд чешуй (мощностью от первых метров до десятков и сотсн метров), особенно многочисленных у контакта с метаморфитами.

Тонкочешуйчатое строение хозгонского покрова подчеркивается полого падающими на восток надвигами (20° - 40°), с которыми связаны принадвиговые опрокинутые, лежачие и S-образные складки с амплитудой 1 - 10 м, имеющие западную вергентность. Субпослойные нарушения разных порядков подчеркиваются зонами рассланцевания, в которых компетентные слои образуют веретенообразные будины с вытянутыми острыми торцами. Нередко отмечаются структуры типа "снежного кома", подчеркивающие проскальзывание отдельных слоев друг относительно друга (рис. 4).

Вблизи нижней тектонической поверхности хозгонского покрова обычно отмечается наиболее интенсивное рассланцевание пород, сопровождаемое минерализационной сланцеватостью и метаморфизмом. Кроме того, степень метаморфической переработки пород резко возрастает на границах наиболее крупных чешуй этого покрова, вплоть до появления кварц-альбит-хлорит-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев, реже биотитовых сланцев. Мощности зон динамометаморфизма обычно невелики (первые метры), но изредка, особенно у нижнего контакта пластины, они увеличиваются до первых десятков метров.

Интенсивные структурные и вещественные преобразования, происходящие в нижней части хозгонского покрова, часто затушевывают различия между породами хозгонской толщи и метаморфитами параавтохтона. Создается ложное впечатление о единой метаморфической зональности и постепенном переходе от неметаморфизованных отложений хозгонской свиты к метаморфическим породам филлитовой толщи. Однако преобразованные хозгонские породы отличаются от малкинских крайне неравномерным развитием метаморфизма и отсутствием признаков наложенных преобразований, тогда как для метаморфитов малкинской серии характерны явления диафтореза.

Ирунейский покров широко распространен в центральной части района (междуречье Хим-Облуковина). На западе ирунейский покров надвинут на терригенные породы хозгонского покрова, на востоке – тектонически перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями кирганикского покрова.

Нижняя часть ирунейского покрова сложена интенсивно рассланцованными кремнисто-глинистыми породами с линзовидно-петельчатой



Рис. 4. Фотография структуры "снежного кома" в отложениях хозгонской свиты (верховье р. Химки).

структурой. В отдельных будинообразных блоках (размером до 80 - 100 м на 50 - 60 м) нередко сохраняется внутренняя структура толщи. Тогда как вмещающие, аналогичные по составу, образования, как правило, лишены какой-либо стратификации, интенсивно перемяты и передавлены.

В подошве ирунейского покрова, на контакте с хозгонской пластиной, отмечается интенсивное меланжирование, брекчирование и катаклаз ирунейских пород, причем мощности таких зон достигают 100 м. Вблизи контакта в меланжированных породах отмечаются закатанные тела песчаников и алевролитов хозгонской свиты, имеющие линзовидные очертания и размеры в поперечнике до 10 - 20 м. В песчаниках многочисленны зеркала скольжения и густая система минерализованных трещин. Степень меланжирования ирунейских пород увеличивается к подошве тектонического покрова. Кроме того, в основании покрова отмечаются зоны пластического течения пород, выполненные динамосланцами с отчетливой минерализационной сланцеватостью. Степень метаморфизма в них достигает зеленосланцевой фации. Ширина зон варьирует от 0.5 до 10 - 15 м.

Внутренняя структура ирунейского покрова весьма сложна. Он состоит из серии дискордантно смятых чешуй-пластин, разделенных тектоническими поверхностями. Отдельные тектонические пакеты пластин имеют дисгармоничную структуру, обусловленную развитием субпослойных разрывов и дискордантных, по отношению к слоистости, малоамплитудных крутых надвигов и сопровождающих их опрокинутых складок. Крутопадающие надвиги образуют чешуйчатые системы и обычно являются оперяющими по отношению к наиболее выраженным послойным срывам. Как правило, они развиты в пределах одного тектонического пакета (пластины) и затухают по восстанию, сменяясь новым ярусом тектонического расчешунвания в пределах вышележащей пластины. Крутопадающие надвиги и сопровождающие их складки имеют субмеридиональное простирание и западную вергентность и составляют единый структурный парагенезис с зонами субпослойных срывов.

В верхней части ирунейского покрова развиты многочисленные послойные срывы, зоны рассланцевания и будинаж-структуры. Вблизи с перекрывающими породами кирганикского покрова отмечаются тектонически закатанные линзовидные и округлые блоки туфов и лавобрекчий основного состава размером до 10 - 15 м в поперечнике. Непосредственный контакт ирунейского и кирганикского покровов, как правило, залечен силлами и дайками миоценовых эффузивов среднего и кислого составов.

Кирганикский покров распространен на северо-востоке района (левые притоки р. Ичи и верховья р. Богдановская), где он сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями одноименной толщи. На западе и юго-западе кирганикский покров тектонически перекрывает ирунейский аллохтон, а к югу и юго-востоку он погружается под полого залегающие образования кайнозоя.

Кирганикский покров имеет чешуйчато-складчатое строение, обусловленное развитием различных дизъюнктивно-пликативных дислокаций на разных структурных уровнях, что связано с различными реологическими свойствами слагающих покров пород. В нижних частях покрова, сложенных ритмично слоистыми отложениями, отмечаются многочисленные послойные срывы и сложные складки. Вулканогенные образования верхних частей покрова с их слабо выраженной слоистостью и структурной неоднородностью характеризуются петельчато-линзовидной системой нарушений и достаточно простой складчатостью.

Основные поверхности, по которым происходило шарьирование кирганикских масс, расслаивают тектонический покров на несколько в различной степени дислоцированных частей. Надвиговые зоны обычно сопровождаются брекчированием, катаклазом и интенсивным рассланцеванием пород, причем многие из них часто залечены субвулканическими телами (силлами, дайками и штоками) мноценовых андезито-дацитов, дацитов и гранодноритов. Частая приуроченность субвулканических комплексов к крупным надвигам является важным диагностическим признаком их обнаружения, так как благодаря своей ярко рыжей окраске кислые субвулканические тела прекрасно заметны на местности и аэрофотоснимках.

На нижних структурных уровнях кирганикского покрова часто встречаются сложно ветвящиеся и переплетающиеся зоны рассланцевания, милонитизации и катаклаз, образующие петельчато-линзовидную структуру с обособлением отдельных будинообразных блоков размером от первых метров до десятков метров. В центральных частях таких линзовидных тел сохраняются первичные структуры и текстуры пород, тогда как вдоль их тектонических контактов наблюдаются постепенные переходы от слабо измененных к интенсивно тектонизированным породам. Длинные оси будинообразных тел обычно ориентированы почти горизонтально.

Для нижних структурных уровней кирганикского покрова также характерны многочисленные зоны послойных горизонтальных срывов, часто сопровождающиеся "оперяющими" чешуйчатыми надвигами с небольшой (десятки метров) амплитудой перемещения. Нередко с такими надвигами связаны опрокинутые изоклинальные складки приразломной природы, имеющие югозападную вергентность.

В нижних частях кирганикского покрова встречаются изоклинальные лежачие складки, сложенные туфогенно-осадочными слоистыми отложениями. Аналогичным образом смяты и субпослойные поверхности надвигов.

Вулканогенные образования верхних частей кирганикского аллохтона смяты в относительно пологие симметричные складки с вертикальными осевыми поверхностями. Размах крыльев таких складок достигает первых сотен метров, а углы падения пород на крыльях не превышают 20° - 30°. Нередко вблизи разломов отмечаются мелкие складки с размахом крыльев 10 - 40 м. В их ядерных частях обычен кливаж, секущий слоистость под большими углами.

Сильная раздробленность достаточно однообразных по составу толщ, как правило, затушевывает внутреннюю структуру аллохтона. Но в ряде мест, особенно на границах пластин с различной компетентностью пород, видно, что тектонические покровы смяты в систему опрокинутых к западу складок.

Характерным примером таких дислокаций является система лежачих и опрокинутых складок, выявленная в верхнем течении р. Саранской (рис. 5). Ядра лежачих антиклиналей сложены



Рыс. 5. Геологический профиль (верховья рек Ченгнут, Саранская, Левая Богдановская). 1, 2 – отложения ирунейского комплекса: 1 – туфоалевролиты, туфоаргиллиты, алевритовые и псаммитовые туфы основного и среднего составов, креминстые аргиллиты, 2 – туфы и туфобрекчии основного и среднего состава, реже туфолесчаники, туфоалевролиты; 3 – кирганикская свита: туфы, туфобрекчии и лавы основного и среднего составов, куфолесчаники, туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники, 4 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б).

туфоаргиллитами и туфоалевролитами ирунейского комплекса, а лежачие и висячие крылья – вулканогенными образованиями Кирганикской свиты. Надвиговый контакт между вулканогенными и туфогенно-осадочными образованиями подчеркивается милонитами и катаклазитами. Он является конформным по отношению к слоистости обеих толщ. В соответствии с общей структурой зона наволока образует опрокинутые складки.

В верховьях рек Богдановской и Саранской наблюдались аналогичные, но более мелкие лежачие складки амплитудой 10 - 50 м. Их оси во всех наблюдавшихся случаях субгоризонтальны (азимуты простираний 130° - 140°). Вергентность антиформных складок юго-западная.

В северо-восточной части района, в бассейне р. Ичи, были выявлены лежачие складки с вергентностью в северо-западных румбах.

Неоавтохтон. На востоке района широко распространены субгоризонтально залегающие вулканогенно-осадочные образования (P<sub>3</sub> - Q), разбитые новейшими субвертикальными нарушениями. Большей частью это малоамплитудные взбросы и сбросы, среди которых иногда фиксируется сдвиговая компонента. Так, намечается протяженный левый сдвиг северо-восточного простирания (от руч. Солнечного через верховья р. Богдановской в верховья руч. Саранского). Он фиксируется геоморфологическими особенностями рельефа и устанавливается по смещениям на его крыльях меловых образований до 2 - 2.5 км. На крыльях этого протяженного нарушения отмечаются мелкие надвиги и взбросы, видимо, формировавшиеся благодаря смещениям вдоль основного сдвига.

#### **ОБСУЖДЕНИЕ**

Анализ покровного строения района предполагает значительное сокращение первичного бассейна, различные части которого тектонически совмещены в современной структуре Центральной Камчатки. Близкие по возрасту, но гетерогенные комплексы, слагающие тектонические покровы, формировались в разных обстановках – от континентальных до морских и островодужных, что позволяет реконструировать для кампана маастрихта палеопереходную (океан-континент) зону, сходную с современным обрамлением западной части Тихого океана.

Континентальные отложения барабской толщи перекрывали существовавший в конце позднего мела метаморфический фундамент Срединно-Камчатского микроконтинента (или более обширной континентальной массы). Терригенные отложения хозгонской свиты характеризуют глубоководные приконтинентальные части окраинного ирунейского бассейна. Отложения ирунейского комплекса представлены различными типами осадочных образований, формировавшимися в центральной и краевой частях окраинного бассейна. На востоке ирунейский бассейн был ограничен протяженной Озерновско-Валагинской вулканической островной дугой, фрагменты которой представлены образованиями кирганикского типа.

Перестройка тектонической структуры во время ларамийской фазы тектогенеза привела к значительному латеральному сокращению палеопереходной зоны и формированию сложной, тектонически расслоенной, структуры региона. Возникшие при первоначальном сжатии тектонические покровы в дальнейшем сминались в опрокинутые складки и в таком виде шарьировались на Срединно-Камчатский микроконтинент. Во время надвигания, сопровождавшегося локальным динамометаморфизмом низких ступеней, происходило дальнейшее тектоническое расслаивание аллохтона. Наиболее крупные пологие тектонические контакты в миоцене были залечены дайками и силлами среднего и кислого составов.

Следует отметить, что точное датирование тектонических движений в рассматриваемом районе из-за отсутствия комплексов-показателей затруднено и основывается лишь на относительной последовательности событий и сопоставлениях с сопредельными районами. Тем не менее ясно, что к олигоцену крупномасштабное сжатие закончилось. Это доказывается тем, что севернее и восточнее района сложнодислоцированные меловые толщи перекрыты полого залегающими вулканитами Центрально-Камчатского пояса. Незначительное сжатие, сопровождавшееся малоамплитудными подвижками, катаклазом и будинированием вдоль уже существовавших пологих срывов, видимо, являлось отголоском значительного сжатия в начале позднего миоцена на востоке Камчатки.

Авторы пользуются возможностью поблагодарить И.Н. Извекова за определения микрофауны, а также выразить свою искреннюю признательность Г.В. Жегаловой, советы и пожелания которой очень помогли нам в работе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бойко Т.Ф., Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю. Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанских осадков (Транстихоокенский профиль). Сообщение. 2. Влияние вещественного состава осадков на распределение редкоземельных элементов // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 5. С. 73 - 87.
- Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Пополитов А.Г., Цуканов Н.В. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21 - 34.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58 - 64.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М. Возраст метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 30 - 38.
- Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1979. С. 130 - 149.
- Гречин В.И. Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 74 - 109.

- Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Константиновская Е.А. и др. Строение и структурное положение верхнемезозойских островодужных и океанических комплексов юга Корякского нагорья и Восточной Камчатки // Тез. докл. Х Всесоюз. литолог. совещ. Ереван, 1988. С. 15 - 17.
- 9. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312. № 5. С. 1186 - 1190.
- Каменецкий В.С. Петрология и геохимия ультрамафических вулканитов Восточных хребтов Камчатки. Авторсф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ, 1991. 26 с.
- Марченко А.Ф. Стратиграфия мезозойских отложений Камчатки // Материалы Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, Оха. 1959. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 31 - 48.
- Поздеев А.И., Петрина Н.М. Возраст и объем кирганикской свиты Камчатки // Сов. геология. 1984. № 1. С. 50 - 57.
- Ротман В.К. О соотношении ирунейской и кирганикской свит Центральной Камчатки // Материалы Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, Оха. 1959. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 56 - 70.
- Ротман В.К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 56 - 70.
- Федоров П.И. Сравнение петрохимических особенностей верхнемеловых вулканитов северной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 124 - 136.
- 16. Федоров П.И. Геохимическая эволюция мел-палеоценового вулканизма юга Корякского нагорья и Срединного хребта Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 20 с.
- Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. К геохимии позднемеловой шошонитовой ассоциации Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 30 - 39.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 148 с.
- Ханчук А.И. Геология и метаморфизм Срединнокамчатского кристаллического массива. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ, 1982. 26 с.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужной системе Восточной Азии. Владивосток. 1985. 135 с.
- Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанской зоны Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
- 22. Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22 29.

- 23. Шапиро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5 - 21.
- 24. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окранн. М.: Наука, 1987. 208 с.
- Iijima A., Utada M. Recent developments in the sedimentology of siliceous deposits in Japan // Siliceous deposits in the Pacific region. 1983. P. 45 - 64.
- 26. Piper D.Z. Rare elements in sedimentary cycle: a summary Chem. Geol., 14, 1974. P. 285 304.
- Shimizu H., Masuda A. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. Nature. V. 266. № 24. 1977. C. 14 - 17.
- Steinberg M., Bonnot-Courtois C., Tlig S. Chemical contribution to understanding of bedded chert // Siliceous deposits in Pacific region. 1983. P. 193 - 210.

Рецензент: С.Д. Соколов

# Tectonics of the Eastern Framing of Kamchatka's Sredinny Massif of Metamorphic Rocks

### V. P. Zinkevich, S. Yu. Kolodyazhny, L. G. Bragina, Ye. A. Konstantinovskaya, P. I. Fedorov

The eastern framing of the Kamchanka's Sredinny metamorphic massif is composed of Campanian - Maastrichtian units in a system of west-thrust nappes. Their para-autochthone is the Malka metamorphic group that is locally covered by Campanian continental terrigenics. The allochthone consists of the Khozgon, Irunei and Kirganik thrust nappes. Their rocks formed in different paleotectonic settings: in different parts of a marginal sea, on the pre-continental plain or in the environment of a volcanic island arc. Widely varying compositions of Cretaceous rocks in the thrust nappes, as well as the absence of transitional facies, clearly point to large-scale lateral contraction of the ocean-continent paleo-transition zone at the Laramide phase of tectogenesis.

 Сдано в набор 04.10.93 г.
 Подписано к печати 30.11.93 г.
 Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/8

 Офсетная печать
 Усл. печ. л.
 12.0
 Усл. кр.-отт. 81
 тыс.
 Уч.-изд. л.
 12.3
 Бум. л.
 6.0

 Тираж
 656
 экз.
 Зак.
 509
 Цена 100 руб.

# СЛОВАРЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ ФОРМ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

### (Геологический институт РАН, Центральный научно-исследовательский институт геодезии, аэрофотосъемки и картографии, Главное управление навигации и океанографии)

Первый отечественный "Словарь географических названий форм подводного рельефа" составлен на основе современных данных с использованием национальных правил номинации и рекомендаций Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО и Международной гидрографической организации. Словарь содержит около 5000 наименований основных форм рельефа дна: котловин, хребтов, поднятий, подводных гор, желобов, разломов, каньонов. В словарь включены правила передачи иноязычных названий на русский язык. В словаре представлена стандартизованная русская форма названий и их оригинальная форма на английском языке с указанием рода объекта. Местоположение объектов определено в географических координатах.

Словарь рассчитан на научных работников, картографов, гидрографов, редакторов научной и популярной литературы, а также всех, чья деятельность связана с изучением и освоением Мирового океана. Цена: 400 руб.

> Заказы направлять по адресу: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7 Геологический институт РАН

> > Г.В. Агаповой

100 р. Индекс 70228

-