

Номер 2

Март - Апрель 1997

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский

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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 1997 Март–Апрель

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пушаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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

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

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

Editorial board

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

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

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

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

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

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

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

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1997 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 2, 1997

---

---

О скоростях и направлениях абсолютных перемещений зон субдукции в геологическом прошлом <i>М. Н. Шапиро, Д. М. Печерский, А. В. Ландер</i>	3
Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива <i>Г. Е. Бондаренко, А. Н. Диденко</i>	14
Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра <i>А. В. Малых</i>	28
Фрагменты докембрийской океанической и континентальной коры в Северной Монголии <i>Г. И. Макарычев</i>	39
Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии <i>А. Б. Дергунов, А. В. Рязанцев, О. И. Лунева, А. В. Рихтер</i>	53
Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах <i>Ю. М. Пуцаровский, С. Г. Сколотнев</i>	63
Неотектоника и осадочные процессы на северном склоне бассейна Спорадос (Эгейское море) <i>А. Г. Росляков, В. М. Сорокин</i>	75
Опоковый диапиризм в Западной Сибири <i>Р. Б. Крапивнер</i>	81
Вниманию авторов!	95

---

---

# Contents

---

---

## No. 2, 1997

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

---

---

The Rates and Directions of Absolute Movements of Subduction Zones in the Geologic Past <i>M. N. Shapiro, D. M. Pechersky, and A. V. Lander</i>	3
New Geologic and Paleomagnetic Data on the Jurassic–Cretaceous History of the Omolon Massif <i>G. E. Bondarenko and A. N. Didenko</i>	14
Comparative Analysis and Genesis of Fold Structures of the Eastern Irkutsk Amphitheater <i>A. V. Malykh</i>	28
Fragments of Precambrian Oceanic and Continental Crust in Northern Mongolia <i>G. I. Makarychev</i>	39
Structure and Geological History of the Bayan-Khongor Zone, Central Mongolia <i>A. B. Dergunov, A. V. Ryazantsev, O. I. Luneva, and A. V. Rikhter</i>	53
Oblique Faults in the Atlantic and Indian Oceans <i>Yu. M. Pushcharovsky and S. G. Skolotnev</i>	63
Neotectonics and Sedimentary Processes on the Northern Slope of the Sporades Basin (the Aegean Sea) <i>A. G. Roslyakov and V. M. Sorokin</i>	75
Gaize Diapirism in Western Siberia <i>R. B. Krapivner</i>	81

---

---

УДК 551.242.2

## О СКОРОСТЯХ И НАПРАВЛЕНИЯХ АБСОЛЮТНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗОН СУБДУКЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

© 1997 г. М. Н. Шапиро\*, Д. М. Печерский\*, А. В. Ландер\*\*

\*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

\*\*Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва

Поступила в редакцию 15.01.96 г.

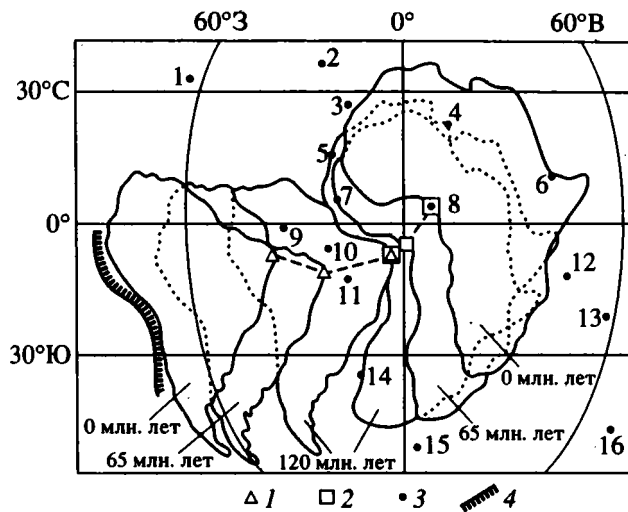
Проанализированы геологические и палеомагнитные данные, указывающие на значительные абсолютные движения зон субдукции. Рассматривались объекты двух типов: окраинно-континентальные вулканические пояса и внутриокеанические островные дуги. В первом случае для оценки движений зоны субдукции необходимы и достаточны данные об абсолютных движениях континента, в том числе траектории кажущегося движения палеомагнитного полюса, во втором – палеомагнитные данные для надсубдукционных осадочно-вулканогенных комплексов. Движение островодужных зон субдукции фиксируется изменением палеоширот в длительно формировавшихся вулканогенных разрезах только при достаточной меридиональной составляющей дрейфа. Абсолютные горизонтальные перемещения на тысячи километров характерны для зон субдукций, с которыми связаны Андийский пояс (мел–кайнозой) в Южной Америке и девонско-раннекаменноугольные вулканические пояса Тасманского орогена в Австралии. Примерами древних островных дуг, перемещавшихся в процессе формирования, могут служить мел–палеоценовая Ачайваям-Валагинская и палеоцен–эоценовая Кроноцкая на Камчатке. Скорости абсолютных перемещений древних зон субдукции могли достигать 15 см/год, что на порядок превышает аналогичные скорости современных зон. Есть основания полагать, что некоторые древние зоны субдукции, в отличие от большинства современных, могли перемещаться в сторону их наклона. Совокупность геологических и палеомагнитных материалов позволяет предполагать, что зоны субдукции не являются фактором, ограничивающим амплитуду, скорость и направление абсолютного дрейфа нависающих плит.

### ВВЕДЕНИЕ

Возможность значительных абсолютных перемещений зон субдукции долгое время оспаривалась, так как погруженные в эти зоны части литосферных плит рассматривались как “якори”, горизонтальному смещению которых препятствует подлитосферная мантия. Если желоба неподвижны, то это накладывает очень сильные ограничения на абсолютные движения плит, под которые направлена субдукция (нависающих плит). Поскольку абсолютные перемещения испытывают практически все литосферные плиты, желоба и зоны субдукции не могут оставаться совершенно неподвижными относительно подлитосферной мантии. Как показано в работе [24], абсолютное смещение со скоростью 0.5–2.5 см/год испытывают все современные желоба. Однако, можно предполагать, что зоны субдукции тормозят абсолютное движение нависающих плит. В этом случае абсолютные скорости последних должны быть заметно ниже скоростей тех плит, которые нигде или почти нигде не являются нависающими.

Из современных крупных плит к “нависающим” относятся Тихоокеанская, Наска, Кокос, Антарктическая и Африканская. Абсолютные скорости первых трех, чисто океанских и вовлеченных в протяженные зоны субдукции, значи-

тельно выше скоростей современных желобов и достигают 6–10 см/год [8]. Скорости двух других, включающих крупные континенты и почти нигде не погружающихся в зоны субдукции, сопоставимы с абсолютными скоростями современных деструктивных границ и не превышают 1 см/год. Следовательно, тормозящая роль зон субдукции с этой точки зрения не очевидна. Кроме того, большая часть современных желобов граничит с крупнейшими континентальными плитами: Евроазиатской и Американскими, малые абсолютные скорости которых могут быть обусловлены не зонами субдукции, а глубокими корнями континентов. Поэтому анализ современной картины не может дать окончательного ответа на вопрос, являются ли зоны субдукции “тормозами” нависающих плит при их движении относительно подлитосферной мантии. Ц. Гарфункель и др. [24] выявили важную особенность абсолютных движений современных зон субдукции – их смещение исключительно в сторону, противоположную их наклону. Иными словами, нависающие плиты “наползают” на желоба не только относительно поддвигающихся плит, но и в абсолютной системе отсчета, что равнозначно соответствующему абсолютному отступанию желобов и смещению зон субдукции.



**Рис. 1.** Меловое и кайнозойское движение Южной Америки и Африки относительно системы горячих точек (данные Н.Ю. Бочаровой и Я. Голонки, 1995). С разрешения Н.Ю. Бочаровой и Я. Голонки в основу рисунка положены их данные, доложенные на 5-ой Зоненшайновской конференции в ноябре 1995 года. 1, 2 – траектории сопряженных точек Южной Америки (1) и Африки (2); 3 – горячие точки; 4 – современное положение Перуано-Чилийского желоба. Цифры на схеме – горячие точки: 1 – Бермудская, 2 – Азорская, 3 – Канарская, 4 – Тибести, 5 – Зеленого Мыса, 6 – Афарская, 7 – Сьерра-Леоне, 8 – Камерунская, 9 – Фернанду, 10 – Вознесения, 11 – Святой Елены, 12 – Коморская, 13 – Реюньон, 14 – Тристан-да-Кунья, 15 – Буве, 16 – Кергелен; 65 млн. лет – абсолютный возраст.

Таким образом, главные ограничения на абсолютные перемещения зон субдукции, основанные на данных по современным структурам, это, во-первых, малые скорости этих перемещений, не превышающие скоростей “медленных” плит, а, во-вторых, “наступление” нависающих плит и “отступление” желобов. В этой статье мы обсудим, в какой степени эти ограничения можно перенести на геологическое прошлое.

Наиболее надежным индикатором древних зон субдукции являются вулканические пояса, маркирующие края нависающих плит. Абсолютное движение такого пояса за время проявления в нем активного вулканизма будет рассматриваться нами как абсолютное движение зоны субдукции. Можно выделить две геологические ситуации, представляющие разные возможности для определения абсолютного перемещения древних зон субдукции. Если надсубдукционный вулканический пояс закладывается и развивается на краю крупной континентальной плиты, то реконструкция абсолютного движения этой плиты позволяет описать и абсолютное перемещение зоны субдукции. Для последних 200 млн. лет реконструкции абсолютного движения крупных плит основаны на

привязке их относительных движений к системе горячих точек. Реконструкции более древних движений основаны прежде всего на палеомагнитных данных, которые могут и не относиться непосредственно к вулканитам надсубдукционного пояса. Если же зона субдукции разделяет два участка океанской коры, принадлежащие к разным плитам (ситуация, типичная для многих островных дуг), то после прекращения субдукции в ходе последующей геологической истории вулканический пояс, как правило, испытывает значительные трудно оцениваемые смещения относительно тех континентальных плит, в состав которых он в конце концов включается в результате дрейфа и коллизии. В этом случае основным инструментом для оценки абсолютных перемещений древних зон субдукции являются палеомагнитные данные непосредственно по вулканитам островной дуги. В настоящей статье рассматриваются примеры, характеризующие обе геологические ситуации.

### АБСОЛЮТНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЗОН СУБДУКЦИИ

Классическим и наиболее ярким примером зоны субдукции на границе океана и континента является Андская зона, ограничивающая с запада Южную Америку. Судя по возрасту вулканитов, литосфера тихоокеанских плит поглощается в ней по крайней мере с раннего мела [10]. Ось вулканической активности за это время смещается на восток, но величина смещения не превышает 200 км. Начиная с раннего мела, происходит связанный с раскрытием Атлантики дрейф Южной Америки на запад на расстояние свыше 3000 км. Вместе с материком перемещалась и Андская зона субдукции. При этом скорость перемещения Южной Америки относительно системы горячих точек отнюдь не ниже аналогичной скорости Африки (рис. 1). Следовательно, существование протяженной глубокой и долгоживущей зоны субдукции не является надежным “тормозом” при абсолютных перемещениях нависающих литосферных плит. Вместе с тем средняя скорость абсолютного смещения Андской зоны субдукции в мезо-кайнозое не превышает 2.5 см/год, оставаясь в пределах тех значений, которые характерны для современной эпохи.

В истории гондванских материков были периоды, когда скорость их абсолютного смещения превышала 10 см/год. Наиболее известен пример Индии, двигавшейся к северу в позднем меле со скоростью 10–20 см/год. Однако в то время Индийская плита нигде не ограничивалась зонами субдукции. С точки зрения рассматриваемой проблемы интереснее период быстрого абсолютного перемещения Гондваны в середине палеозоя. Предполага-

ется, что в это время вдоль окраины суперматерика, соответствующей современным складчатым областям Восточной Австралии, Западной Антарктиды и Южноамериканским Андам, протягивалась Перигондванская зона субдукции, где поглотилась литосфера Панталассы [21, 26].

Наиболее изученной частью этого подвижно-го пояса является Тасманский ороген Австралии. Девонско-каменноугольная история этой складчатой зоны может быть разделена на два основных этапа: ранне-среднедевонский и позднедевонско-раннекаменноугольный [30, 31]. Ранний и средний девон (400–375 млн. лет назад) характеризуются формированием небольших рифтоподобных впадин, что большинством исследователей связывается с растяжением и правосдвиговыми движениями в тылу надсубдукционного вулканического пояса, основная часть которого расположена на краю современного шельфа. Фрагменты этого пояса известны на юге Нового Южного Уэльса и на севере Квинсленда. На палеотектонических реконструкциях восточнее этого пояса рисуется зона субдукции и океаническая плита, несущая к Австралии островную дугу Каллиоппе. Столкновение этой дуги с материком привело к деформации и началу нового этапа развития тасманид.

В позднем девоне и раннем карбоне (375–340 млн. лет) на восточном краю Австралии формируется новый окраинно-континентальный вулканический пояс, отражающий субдукцию океанической коры, и типичная окраина андийского типа, просуществовавшая до середины раннего карбона.

Таким образом, геологические данные указывают, что в течение девона и самого раннего карбона австралийская часть Гондваны с востока (в современных координатах) постоянно ограничивалась зонами субдукции, над которыми формировались окраинно-континентальные вулканические пояса. За это время палеомагнитный полюс Гондваны, первоначально располагавшийся вблизи Патагонии, переместился более чем на 8000 км к центру Африки [8].

Наблюдаемое перемещение палеомагнитного полюса несет в себе информацию о возможном абсолютном движении Перигондванской зоны субдукции в рассматриваемое время, хотя и не позволяет восстановить его полностью. Действительно, видимое перемещение палеомагнитного полюса вызвано движением плиты и однозначно вычисляется по заданным параметрам ее вращения. Однако обратное утверждение неверно – движение плиты не может быть восстановлено по заданной траектории полюса единственным образом. Возникающая неопределенность связана с тем, что любое дополнительное вращение плиты вокруг мгновенного магнитного полюса не меняет наблюдаемой траектории палеомагнитного полюса. Тем не менее множество всех допусти-

мых решений может не содержать параметров вращения плиты, при которых рассматриваемая зона субдукции покоится. Попробуем оценить, какие характерные и минимальные абсолютные скорости Перигондванской зоны субдукции не противоречат имеющимся палеомагнитным данным. Для этого рассмотрим два частных решения задачи о восстановлении параметров вращения плиты по известной траектории ее палеомагнитного полюса. Каждое из этих решений включает дополнительные предположения, позволяющие regularизовать задачу.

*Решение 1.* Сначала для оценки характерной скорости Перигондванской зоны субдукции в девоне–раннем карбоне предположим, что в течение рассматриваемого промежутка времени эйлеров полюс абсолютного вращения Гондваны оставался неподвижным относительно подлитосферной мантии. При выполнении этого условия параметры вращения плиты восстанавливаются по точно заданной траектории палеомагнитного полюса единственным образом. Тогда траектория палеомагнитного полюса теоретически является некоторой (требующей оценки) дугой малого круга, проведенной вокруг искомого эйлерова полюса в современной системе координат (принимаемой за систему координат неподвижной мантии), а кажущаяся угловая скорость перемещения полюса по траектории совпадает по величине (противоположна по знаку) с угловой скоростью вращения плиты относительно неподвижной мантии.

Параметры вращения плиты оценивались двумя различными способами. В первом варианте находилась плоскость, ближайшая в смысле наименьших квадратов к заданной группе палеомагнитных полюсов. Перпендикулярное ей направление принималось за оценку эйлеровой оси вращения плиты. Для оценки стадийных поворотов вычислялись углы между последовательными проекциями векторов палеомагнитных полюсов на найденную плоскость. Во втором варианте проводился перебор параметров в окрестности первой оценки и строилась соответствующая функция правдоподобия. При этом накладывались ограничения на отклонения скорости вращения от ее средней первоначальной оценки. По функции правдоподобия строились маргинальные распределения всех параметров, по которым находились средние значения, принимаемые за оценки, и доверительные области.

В результате траектория палеомагнитного полюса Гондваны, определенная по австралийским данным, включающим семь независимых определений, аппроксимируется дугой малого круга вокруг полюса с координатами  $45^\circ\text{Ю}$ ,  $123^\circ\text{В}$ , максимальная ошибка  $15^\circ$  (табл. 1, рис. 2). Эти значения приняты за оценку Эйлерова полюса абсолютного вращения Гондваны в предположении, что он

Таблица 1. Девонские и каменноугольные палеомагнитные полюсы Австралии

Объект и его индекс	Возраст	Л	Ф	A <sub>95</sub>	Источник
Песчаники Маунт Эклипс (МЭ)	C <sub>1v</sub>	- 37.6	52.6	8.7	[22]
Конгломераты Брюер (КБ)	D <sub>3fm</sub> -C <sub>1</sub>	- 47.1	41.0	6.4	[21]
Известняки прогиба Кэнпит (ИК)	D <sub>3</sub>	- 49.1	38.0	7.8	[25]
Группа Херви (ГХ)	D <sub>3</sub>	- 54.4	24.1	11.8	[27]
Формация Уоранж Пойнт (УП)	D <sub>3</sub>	- 70.8	19.7	7.1	[34]
Вулканиды Камерон (ВК)	D <sub>2-3</sub>	- 76.0	333.7	7.2	[32]
Вулканиды Сноу Ривер (СР)	D <sub>1</sub>	- 74.3	222.7	12.0	[33]

Примечание. Л, Ф – широта и долгота палеополюса; A<sub>95</sub> – радиус круга доверия.

оставался неподвижным относительно мантии в девоне–раннем карбоне в течение рассматриваемых 60 млн. лет. Абсолютные перемещения Австралии, рассчитанные для приведенных в таблице 1 возрастов палеомагнитного полюса, изображены на рис. 3. Приведенные построения позволяют оценить характерную скорость той части Перигондванской зоны субдукции, кото-

рая соответствовала Тасманскому поясу. Средняя оценка линейной скорости перемещения точки дуги с современными координатами 25°Ю, 150°В составляет 13 ± 9 см/год (компонента, перпендикулярная дуге – 7 ± 7 см/год). Доверительные области среднего перемещения данной точки, пересчитанные на период 10 млн. лет, приведены на рис. 4. За исключением самого края вся 95%-ая доверительная область расположена по одну (в современных координатах – западную) сторону от простираения пояса вулканидов. Таким образом, в рамках данного решения скорость перемещения дуги с большой вероятностью направлена

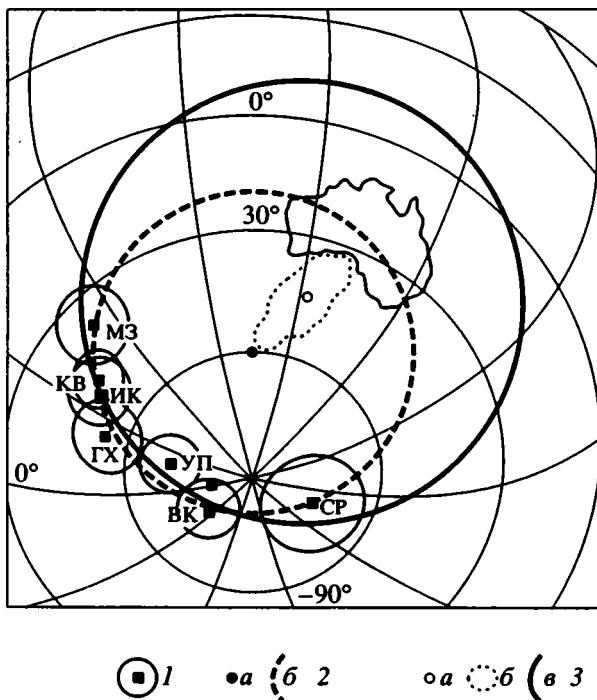


Рис. 2. Приближение девонско-раннекаменноугольной траектории кажущегося перемещения палеомагнитного полюса Австралии в модели неподвижного эйлера полюса Гондваны.

1 – палеомагнитный полюс, его 95%-ая доверительная область и индекс (см. табл. 1); 2 – оценка эйлера полюса по наилучшему приближению траектории палеомагнитного полюса дугой малого круга: а – полюс, б – дуга; 3 – средняя по функции правдоподобия оценка эйлера полюса: а – полюс, б – его 95%-ая доверительная область, в – дуга.

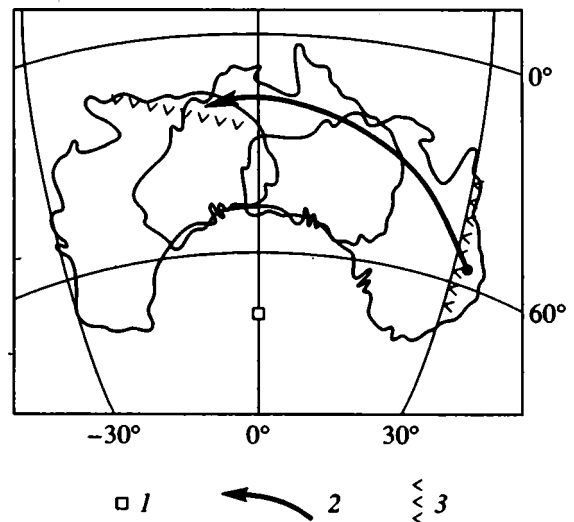


Рис. 3. Абсолютное движение Австралии в девоне и раннем карбоне, соответствующее траектории палеомагнитного полюса, показанной на рис. 2 (приближение по функции правдоподобия).

Положения континента соответствуют полюсам табл. 1 (начальное и конечное положения выделены). Начальная долгота произвольна.

1 – полюс вращения; 2 – траектория произвольной точки вулканического пояса; 3 – вулканический пояс (показан только на крайних положениях континента).

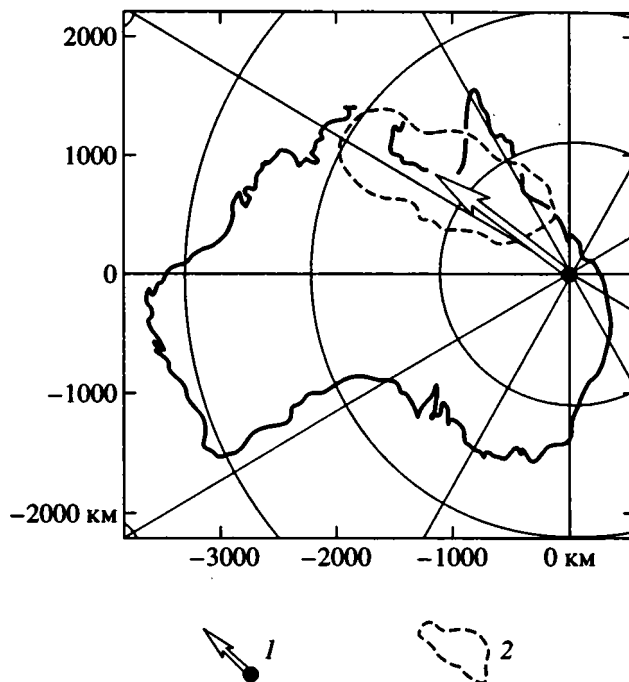


в сторону вероятного наклона зоны субдукции. Заметим, что это принципиально отличает оцененное абсолютное движение Тасманской зоны субдукции от предполагаемых смещений современных зон.

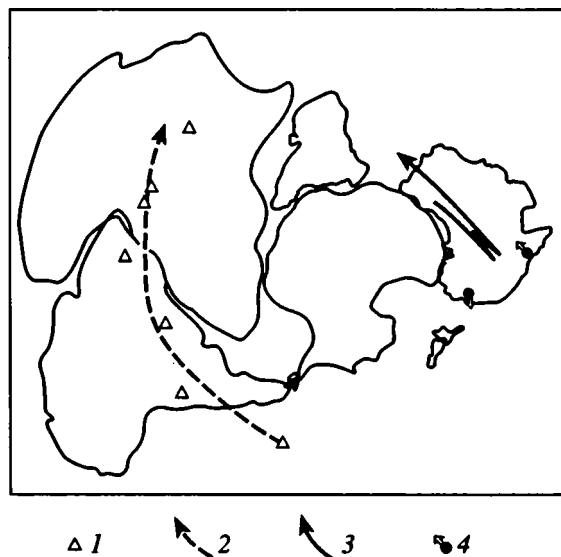
**Решение 2.** Последний вывод достаточно важен, чтобы проверить его детальнее. Рассмотрим, насколько перемещение Тасманской зоны субдукции вкрест своему простиранию является необходимым условием описания наблюдаемой траектории палеомагнитного полюса. Мы видели (см. рис. 4), что при неподвижном эйлеровом полюсе чисто “тангенциальные” движения зоны возможны, но обладают низким правдоподобием. Изменится ли ситуация, если отказаться от условия неподвижности полюса? Чтобы ответить на этот вопрос, будем искать параметры вращения Гондваны, во-первых, описывающие (в пределах ошибок) ту же траекторию палеомагнитного полюса и, во-вторых, минимизирующие перемещение Тасманской зоны субдукции в направлении, нормальном к ее простиранию. Никаких ограничений на перемещение эйлерова полюса вращения плиты не накладывает.

Для решения этой задачи дискретная последовательность координат палеомагнитного полюса описывалась гладкой траекторией, отстоящей от исходных значений в пределах ошибок наблюдений (рис. 5, 6). Полученная траектория разбивалась на короткие интервалы. Аналогичным образом на несколько коротких интервалов разбивалась линия простирания вулканической дуги. При идеальном вращении по простиранию дуги для каждого момента времени все ее отрезки, а также соответствующий отрезок траектории палеомагнитного полюса (меняющийся во времени) должны лежать в параллельных плоскостях, нормальных к оси вращения плиты. Поэтому за оценку мгновенной эйлеровой оси принималось направление, минимизирующее взвешенную сумму квадратов проекций на него от всех перечисленных отрезков. Далее по смещению точки на траектории палеомагнитного полюса оценивался угол поворота вокруг найденной оси. Повторяя эту процедуру для всех последовательных отрезков палеомагнитной траектории, находим траекторию движения мгновенного эйлерова полюса плиты и соответствующие стабильные углы поворотов. Для того чтобы убедиться в устойчивости решения, сглаженная траектория палеомагнитного полюса и линия простирания Тасманской вулканической дуги несколько варьировались в пределах, допускаемых соответствующими данными.

Типичный результат приведен на рис. 5. Он демонстрирует, что можно подобрать правдоподобное движение Гондваны, соответствующее наблюдаемой траектории палеомагнитного полюса

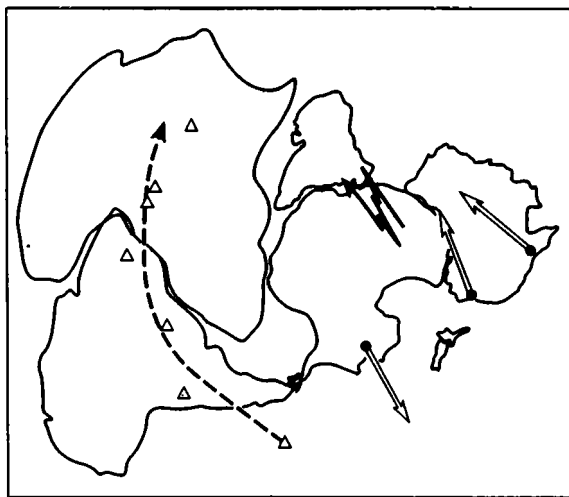


**Рис. 4.** Абсолютное перемещение (за 10 млн. лет) произвольной точки Тасманской зоны субдукции в девоне–раннем карбоне в предположении неподвижности эйлерова полюса вращения Гондваны. 1 – вектор средней оценки перемещения; 2 – 95%-ная доверительная область перемещения.



**Рис. 5.** Модель движения Гондваны в девоне–раннем карбоне, минимизирующая нормальные к простиранию перемещения Тасманской зоны субдукции (система координат, неподвижная относительно Гондваны).

1 – исходные палеомагнитные полюса (см. табл. 1); 2 – сглаженная траектория палеомагнитного полюса; 3 – оценка траектории движения эйлерова полюса Гондваны; 4 – компоненты перемещения точек зоны субдукции, нормальные к ее простиранию.



**Рис. 6.** Модель движения Гондваны в девоне–раннем карбоне, совместно минимизирующая нормальные к простиранию перемещения Тасманской и Антарктической зон субдукции (система координат, неподвижная относительно Гондваны).

Условные обозначения см. на рис. 5.

са, при котором все участки Тасманской зоны субдукции практически не смещаются в направлении, перпендикулярном к простиранию зоны (максимальная средняя скорость 1 см/год). Однако необходимо подчеркнуть, что при этом скорость перемещения зоны вдоль простирания оказывается достаточно высокой – более 5 см/год (заметим, что при этом в пределах всей Гондваны абсолютные скорости достигают 14 см/год). Таким образом, “полностью остановить зону субдукции”, не вступая в противоречие с палеомагнитными данными в данном случае не удается.

Результаты существенно меняются, если принять что австралийский и антарктический участки Перигондванской зоны субдукции активно существовали в одно время. Тогда расчет по второй методике показывает, что нормальные составляющие средних скоростей зоны не могли опуститься ниже 3.5 см/год (рис. 6).

### АБСОЛЮТНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ЗОН СУБДУКЦИИ

Как уже говорилось во введении, основным инструментом при оценке абсолютных движений зон субдукции, связанных с древними островными дугами, являются палеомагнитные данные. Однако в этом случае мало применим тот подход, который с некоторыми допущениями пригоден для крупных континентальных плит: определение траектории палеомагнитного полюса и вычисление по ней параметров абсолютного движения краевых вулканических поясов. К другим трудностям здесь, как правило, добавляется ин-

тенсивная деформация дуги, часто приводящая к ее фрагментации и вращениям различного размера блоков вокруг негоризонтальных осей. Эта деформация приводит к вариациям палеосклонений и не позволяет построить траекторию полюса дуги. Единственным надежным индикатором абсолютного перемещения древних зон субдукции остаются в этом случае изменения палеонаклонений в разрезах, накопившихся за время активного вулканизма. Они отражают меридиональную составляющую дрейфа вулканического пояса во время субдукции и, следовательно, минимально возможное значение его абсолютного смещения. Поскольку точность определения палеомагнитных палеоширот обычно не лучше  $5^\circ$ , а дрейф литосферных плит не часто направлен близко к меридиану, очевидно, что далеко не все абсолютные перемещения древних зон субдукции могут быть зафиксированы палеомагнитными методами.

Имеющаяся в нашем распоряжении База мировых палеомагнитных данных, составленная австралийским палеомагнитологом М.МакЭлхини, не позволила выявить ни одного достоверного случая такого смещения. В некоторых случаях средние значения палеоширот формирования надсубдукционных вулканических поясов указывают на дрейф зоны субдукции, но погрешности определения перекрывают разницу средних. В качестве примером можно привести палеомагнитные данные для надсубдукционных комплексов Казахстана [11]. Так, близкие к первичным средние наклонения в вулканиках нижних и верхних частей нижне-среднедевонского разреза северной ветви девонского пояса отличаются на  $7^\circ$  при  $\alpha_{95} = 4^\circ$  и  $9^\circ$ . Жарма-Саурская дуга с живета до позднего карбона испытала северный дрейф на  $5^\circ$ , что также не превышает ошибок определения палеоширот.

Чтобы преодолеть указанные трудности, проведено специальное изучение объектов, наиболее благоприятных для выявления палеомагнитными методами абсолютных смещений древних зон субдукции, связанных с островными дугами: это островодужные вулканогенно-осадочные комплексы верхнего мела и нижнего палеогена Камчатки. Детальные описания этих исследований приведены в [12, 29, 30], здесь же мы даем только краткое изложение результатов.

*Абсолютное перемещение позднемелового–раннепалеоценового вулканического пояса восточных хребтов Камчатки.* Северо-восточный край Евразии – область широкого распространения вулканических поясов надсубдукционного типа. Главнейшие показаны на рис. 7. Они являются результатом поглощения в зонах субдукции океанской литосферы Северной Пацифики, которая на протяжении последних 130 млн. лет испытывала постоянный и быстрый северо-западный дрейф.

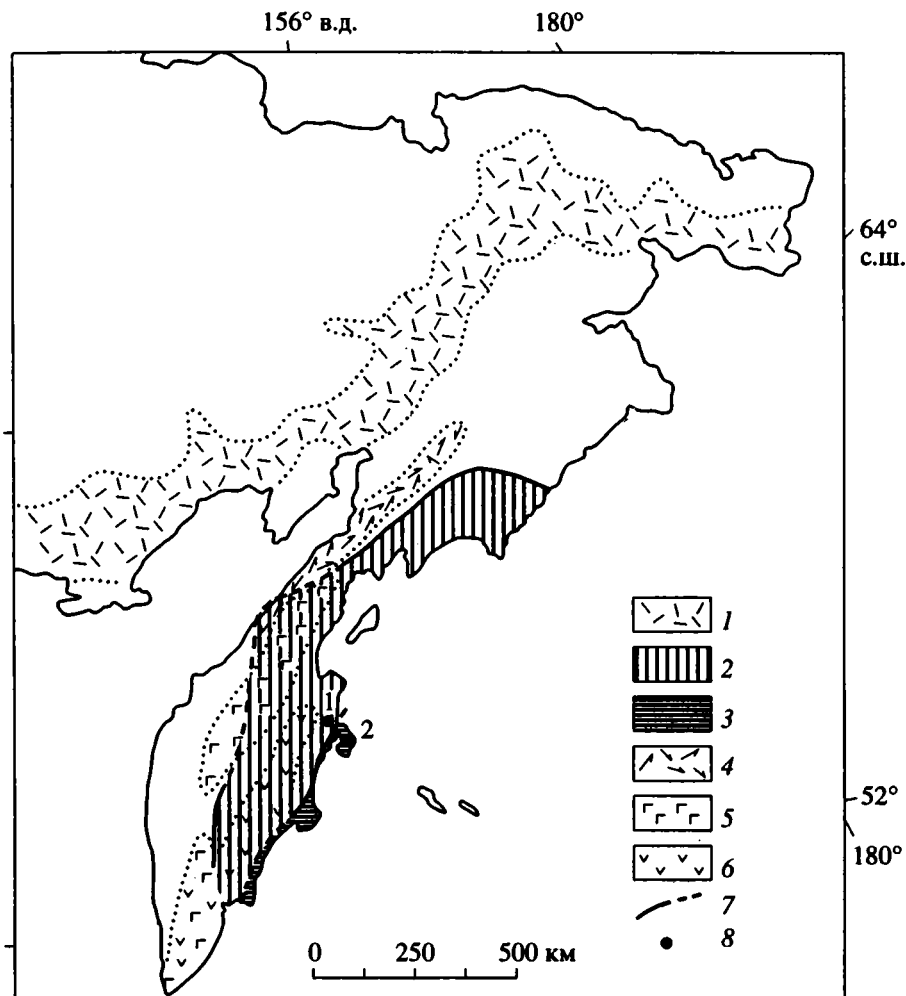


Рис. 7. Среднемеловые–кайнозойские надсубдукционные вулканические пояса северо-восточной Азии.

1–6 – вулканические пояса: 1 – Охотско-Чукотский (альб – ранний кампан), 2 – Ачайваям-Валагинский (поздний кампан–ранний палеоцен), 3 – Кроноцкий (палеоцен–эоцен), 4 – Западно-Камчатско-Корякский (средний эоцен–олигоцен), 5 – Центрально-камчатский (олигоцен–голоцен), 6 – Восточно-Камчатский (плиоцен–ныне); 7 – главные тектонические швы Камчатки; 8 – участки палеомагнитных исследований: 1 – в хр. Кумроч, 2 – на полуострове Камчатский Мыс.

На рис. 8 сопоставлены изменения нормальной к краю Евразии составляющей этого дрейфа с длительностью существования вулканических поясов. На нем видно, что в позднем кампане и маастрихте (80–65 млн. лет назад) единственной структурой, где мог компенсироваться дрейф тихоокеанской литосферы, была зона субдукции, над которой накапливались вулканы Срединного и Восточного хребтов Камчатки и Олюторской зоны Корякского нагорья (Ачайваям-Валагинская древняя островная дуга [4, 16]). Современная северо-западная граница этого пояса – досреднеэоценовый Ватынско-Лесновский надвиг, по которому пояс надвинут на терригенные отложения верхнего мела, накопившиеся на континентальном склоне Азии [15, 17]. В раннем палеогене (65–35 млн. лет назад) к юго-востоку от Ачайваям-Валагинской дуги существовала еще одна дуга – Кроноц-

кая, вулканогенно-осадочные комплексы которой широко развиты на восточных полуостровах Камчатки [5]. В раннем палеоцене (65–60 млн. лет назад) две зоны субдукции существовали одновременно.

Опубликованные палеомагнитные данные [3, 6, 7, 13] указывают на то, что вулканы северной (корякской) части Ачайваям-Валагинской дуги формировались на 10°–15° южнее их современного положения и дуга испытала значительный северный дрейф. Этот дрейф не мог происходить после середины эоцена (верхний возрастной предел Ватынско-Лесновского надвига) и мог иметь только ограниченную величину в раннем палеогене, когда существовала Кроноцкая дуга. Уже в середине палеоцена (60 млн. лет назад) дуга была настолько близко к матерiku, что после прекращения вулканизма ее склоны стали засыпаться

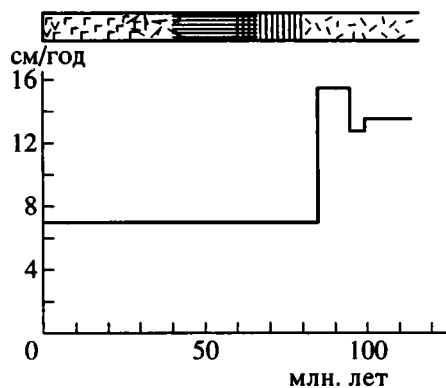


Рис. 8. Сопоставление изменений нормальной составляющей скорости тихоокеанских плит относительно Евразии (по [24] для залива Шелихова) с возрастом надсубдукционных вулканических комплексов.

Пояса показаны теми же знаками, что и на рис. 7.

флишем, имеющим континентальный источник [17]. Следовательно, основная часть дрейфа дуги приходится на конец позднего мела и он происходил одновременно с вулканизмом. Это означает быстрое абсолютное перемещение зоны субдукции, которая была наклонена в сторону океана.

Нами предпринята попытка оценить величину меридиональной составляющей этого дрейфа палеомагнитным методом. В качестве объекта исследования выбраны верхнекампан-нижнепалеоценовые туфогенные толщи хапицкой свиты в хребте Кумроч [12, 29]. В результате Т-чистки и компонентного анализа во всех 12 частных разрезах выделены высокотемпературные компонен-

ты естественной остаточной намагниченности двух направлений (намагниченность А, близкая первичной, и вторичная намагниченность Б). Положительные тесты обращения и складки, тест галек для силлов, тест обжига (силлы и обожженные ими туфы) и, наконец, тест длинных частиц свидетельствуют в пользу тестовости намагниченности А к первичной.

Намагниченность Б существенно отличается от А по склонению. Появление и особенно преобладание в породах намагниченности Б коррелирует с относительно низкими величинами магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности, отношения Кенигсбергера и относительной доли потери величины естественной остаточной намагниченности после Т-чистки до 200–300°C, т.е. с меньшей магнитной стабильностью образцов, с заметно большей долей в них вязкой компоненты. В зоне эндо- и экзоконтакта сила намагниченности Б отсутствует, но появляется во внутренних частях силла и с удалением от силла, где уменьшается палеомагнитная стабильность и растет разброс направлений намагниченности. Тест длинных частиц для намагниченности Б отрицательный. Все это позволяет считать намагниченность Б вторичной. Судя по сходству ее склонения с евразийским конца мела–начала палеогена [14], приобретение намагниченности Б произошло после вращения блока по часовой стрелке на 40°–70°.

Для повышения надежности результатов изученные частные разрезы объединены в 4 группы: 3 + 11, 1 + 2 + 5, 6–10, 12 (табл. 2). Если расположить частные разрезы в порядке нарастания наклонения

Таблица 2. Палеомагнитные направления вулканитов Восточной Камчатки

Разрезы	n	D <sub>c</sub>	I <sub>c</sub>	K <sub>c</sub>	D <sub>a</sub>	I <sub>a</sub>	K <sub>a</sub>	α <sub>95</sub>	PL
Баклановская свита									
Б 9	1/11	25	67	31.2	25	67	31.2	7.6	50
Б1–8	7/52	257	50	4	19	64.5	132	5.3	46
Б1–9	8/63	263	64	4	17.5	65	16	4.5	47
Тархановская свита									
T1 + 2 + 3	3/51	132	54	7.6	32	58	22.4	4.1	3.9
T1–5	5/78	118	60	7	27	60	15	4.1	
T1–5	5/78		Только наклонения			57.5	23.8	3.8	38
Хапицкая свита									
N12	1/17	302	–15	15.8	230	–69	19.2	7.8	53
N6–10	5/	311	–21	1330	251	–66	1395	2.7	48
N1 + 2 + 5	3/	271	–22	14.2	218	–56	205	2.6	37
N3 + 11	2/	81	–1	14.7	32	49	674	3.8	30

Примечание: n – число разрезов/образцов (в случаях, где есть цифровые значения и в числителе, и в знаменателе, приводятся статистические данные на уровне образцов; в случаях, где приведена цифра только в числителе, – статистические данные на уровне разрезов); D, I – соответственно, палеомагнитное склонение и наклонение в современных (с) или древних (а) координатах; K – кучность; α<sub>95</sub> – угол доверия; PL – палеоширота, вычисленная по наклонению [PL = Arcgt(0.51)]. Данные [12, 29, 30].

намагниченности А (см. табл. 2), то их последовательность в большинстве случаев совпадает со стратиграфической интерпретацией: от разрезов 3 + 11 (нижняя толща) до разреза 12 (верхняя толща) среднее наклонение возрастает от  $49^\circ \pm 4^\circ$  до  $69^\circ \pm 8^\circ$ , что соответствует росту широты от  $30^\circ \pm 5^\circ$  до  $53^\circ \pm 10^\circ$  (см. табл. 2).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют об абсолютном перемещении позднемеловой вулканической зоны в процессе ее формирования, но оценки скорости этого дрейфа требуют обсуждения. Оценка скорости смещения существенно зависит от оценки возраста всего опробованного интервала разреза. Она основана на привязке верхней, средней и нижней толщ основного разреза к наиболее длительным магнитозонам обратной полярности раннего палеоцена и маастрихта и отнесении разреза 3 к интервалу прямой полярности позднего кампана (рис. 9). Максимальная длительность накопления опробованного разреза оценивается таким способом в 18 млн. лет. Скорость смещения дуги по меридиану в этом случае превышала 15 см/год, что совпадает с оценками меридиональной составляющей скорости позднемелового-раннепалеогенового дрейфа плиты Кула по независимым данным [9, 23].

Данные о траектории кажущегося движения полюса Евразии [14] и об абсолютных движениях плит в обрамлении Северной Пацифики [9, 23] показывают, что со второй половины кампана до середины палеоцена край Евразии, где сейчас расположены исследованные объекты хребта Кумроч, переместился с широты  $70^\circ \text{С}$  до  $62^\circ \text{С}$  (см. рис. 9). Следовательно, в начале формирования хайпицкой свиты островная дуга находилась южнее края континента Евразии примерно на  $40^\circ$ , а ко времени формирования верхней толщи сблизились с ним до  $8^\circ$ – $10^\circ$  (см. рис. 9).

*Абсолютное перемещение раннепалеогенового вулканического пояса восточных полуостровов Камчатки.* В палеоцене к юго-востоку от Ачайваям-Валагинской дуги в океане образовалась новая зона субдукции, над которой формировалась Кроноцкая палеоостровная дуга. Вулканогенно-осадочные комплексы палеоцена-среднего эоцена, относящиеся к этой дуге, широко распространены на восточных полуостровах Камчатки. Поскольку при заложении Кроноцкой дуги еще существовала Ачайваям-Валагинская дуга, достаточно очевидно, что Кроноцкая дуга заложилась не на краю Евразийской плиты, а на одной из плит Северной Пацифики. Следовательно, при своем формировании она должна была дрейфовать по направлению к Евразии. Если этот дрейф имел значительную меридиональную составляющую, то она может быть выявлена палеомагнитными методами. Имеющиеся палеомагнитные данные допускают значительный северный дрейф этих комплексов [1, 18].

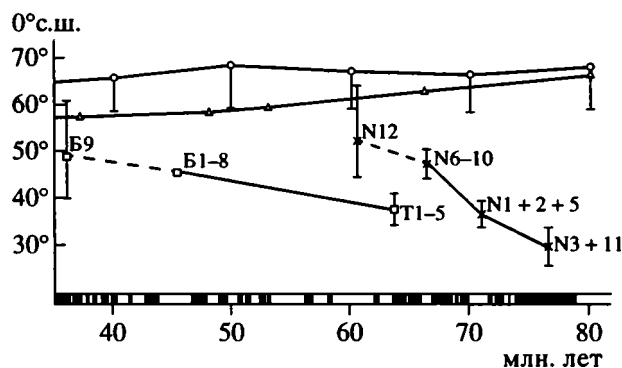


Рис. 9. Изменения палеоширот Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой дуг по палеомагнитным данным [12, 29, 30].

Крестики — разрезы хайпицкой свиты; квадраты — разрезы столбовской серии. Нумерация разрезов соответствует табл. 2. Верхние графики палеошироты края Евразии для района Усть-Камчатска (треугольники по [24], кружки по [19]). Шкала геомагнитной полярности — по [21]. Вертикальные линии — 95%-ная доверительные интервалы значений палеоширот.

Для проверки этого предположения было проведено палеомагнитное изучение нижней (тарховской) и верхней (баклановской) вит палеоцен-эоценовой столбовской серии на полуострове Камчатский Мыс. Тарховская свита относится к нижнему палеоцену, нижняя часть баклановской свиты — к середине среднего эоцена, а верхняя — к основанию верхнего эоцена [2]. В результате детальной ступенчатой термочистки в сочетании с компонентным анализом на трех уровнях практически непрерывного разреза островадужных образований столбовской серии определены средние направления близкой к первичной доскладчатой высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности туфов и базальтов (см. табл. 2): среднее палеонаклонение закономерно растет снизу вверх: от  $58^\circ \pm 4^\circ$  (тарховская свита) до  $65^\circ \pm 5^\circ$  (баклановская свита), что соответствует широтам  $38^\circ \pm 4^\circ$  и  $47^\circ \pm 5^\circ$ .

Таким образом, палеомагнитные данные показывают, что с начала палеоцена до начала среднего эоцена активная Кроноцкая дуга вместе со своей зоной субдукции переместилась на  $9^\circ$  к северу со средней скоростью около 5 см/год (см. рис. 9). Согласно [9, 23], меридиональная составляющая скорости дрейфа плит Кула и Пацифика в раннем палеогене была выше (7–10 см/год). Поэтому не исключено, что Кроноцкая дуга заложена не на одной из них, как это предполагалось ранее, а на плите, ограниченной с северо-запада Ачайваям-Валагинской дугой. Скорость дрейфа такой плиты, начиная с середины палеоцена, была бы заметно ниже скорости крупных тихоокеанских плит. В этом случае Кроноцкая зона субдукции была бы наклонена к континенту и в ту же сторону было бы направлено ее абсолютное смещение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Абсолютные горизонтальные перемещения зон субдукции на тысячи километров фиксируются палеомагнитными и геологическими методами на различных объектах и в геологическом прошлом были, по всей вероятности, обычным явлением. Скорости этих перемещений определяются скоростями нависающих плит и могут превышать 15 см/год. Есть основания полагать, что абсолютные перемещения зон субдукции в сторону их наклона также возможны. Поэтому не следует рассматривать зоны субдукции как фактор, ограничивающий амплитуду, скорость и направление абсолютного дрейфа нависающих плит.

Авторы благодарят А.Н. Диденко за участие в обсуждении материала. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-8615, 96-05-63349), МНТЦ (проект 008-94) и US National Science Foundation (grant EAR-94-23818).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Буртман В.С., Крешовских О.А., Шапиро М.Н.* Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–96.
2. *Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В., Бояринова М.Е., Волобуева В.И., Гладенков Ю.В.* Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогеновых отложениях Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
3. *Гуревич Е.Л., Суркис Ю.Ф.* Палеомагнетизм верхнемеловых пород Восточной Камчатки // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 119–134.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
5. *Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
6. *Коваленко Д.В.* Палеомагнитные исследования островодужных комплексов о. Карагинского и хребта Малиновского Олюторской зоны и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92–101.
7. *Коваленко Д.В.* Анализ палеомагнитных и геологических данных по районам Олюторской зоны и о. Карагинскому: тектонические выводы // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–96.
8. *Кокс А., Харп Р.* Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
9. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.
10. *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
11. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: Издание ОИФЗ РАН, 1995. 297 с.
12. *Печерский Д.М., Шапиро М.Н.* Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 3–25.
13. *Савостин Л.А., Хейфец А.М.* Палеомагнетизм маастрихт-палеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корьякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л., 1988. С. 127–140. (Тр. ВНИГРИ).
14. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
15. *Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н.* Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
16. *Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
17. *Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А.* Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
18. *Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N.* Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Islands: tectonic implications // Tectonophysics. 1992. Vol. 201. № 1/2. P. 157–173.
19. *Besse J., Courtillot V.* Revised and synthetic polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. № B3. P. 4029–4050.
20. *Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № 10. P. 13917–13951.
21. *Chen Z., Li Z.X., Powell C.M., Balme B.E.* Paleomagnetism of the Brewer Conglomerate in Central Australia and fast movement of Gondwanaland during the Late Devonian // Geophys. J. Int. 1993. Vol. 115. № 2. P. 564–574.
22. *Chen Z., Li Z.X., Powell C.M., Balme B.E.* An Early Carboniferous paleomagnetic pole for Gondwanaland: New results from the Mount Eclipse Sandstone in the Ngalia Basin, Central Australia // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 2909–2924.
23. *Engebretson D.G., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1985. V. 206. 59 p.
24. *Garfunkel Z., Anderson C.A., Shubert G.* Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. № B17. P. 7205–7224.
25. *Hurley N.F., Van der Voo R.* Paleomagnetism of Upper Devonian reefal limestones, Canning Basin, Western

- Australia // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1987. Vol. 98. № 2. P. 138–146.
26. *Lawer L.A., Gahagan L.M.* Subduction zones, Magnetism and the breakup of Pangea / Eds. Stone D.B., Runcom B.K. // *Flow and Creep in the Solar system: Observations, Modelling and Theory.* Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1993. P. 225–247.
  27. *Li Z.X., Schmidt P.W., Embleton B.J.J.* Paleomagnetism of the Hervey Group, central New South Wales and its tectonic implications // *Tectonics.* 1988. Vol. 7. № 3. P. 351–367.
  28. *Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V.* Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the absolute motion of an ancient subduction zones // *Tectonophysics.* 1996.
  29. *Pechersky D.M., Shapiro M.N., Sharonova Z.V.* The paleomagnetic evidence of the paleosubduction zone motion: the investigation of the Upper Cretaceous volcanogenic island arc series from Kumroch Ridge, Eastern Kamchatka // *Physics of the Earth and Planetary Interior.* 1996.
  30. *Phanerozoic Earth History of Australia* / Ed. Veevers J.J. Oxford: Clarendon Press, 1986. 418 p.
  31. *Scheibner E.* Paleozoic tectonic development of eastern Australian relation to the Pacific region / Eds. Monger J.W.H., Francheteau J. *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin.* Washington: DC, 1987. P. 133–165.
  32. *Schmidt P.W., Embleton B.J.J., Cudahy T.J., Powell C.M.* Prefolding and pre-megakinking magnetisation from the Devonian Comerong Volcanics, N.S.W., Australia and there bearing on the Gondwana Pole Path // *Tectonics.* 1986. Vol. 5. № 1. P. 135–150.
  33. *Schmidt P.W., Embleton B.J.J., Palmer H.C.* Pre- and postfolding magnetisation from the Devonian Snowy River Volcanics and Buchan Caves Limestones, Victoria // *Geophys. Journ. R. Astron. Soc.* 1987. Vol. 91. № 1. P. 155–170.
  34. *Trupp G.A., Kent D.V., Schmidt P.W., Powell C.M.* Paleomagnetism of red beds of the Late Devonian Worange Point Formation, S.E. Australia // *Geophys. J. Int.* 1991. Vol. 104. № 1. P. 179–20.

*Рецензенты: Г.З. Гурарий, Н.В. Короновский*

## The Rates and Directions of Absolute Movements of Subduction Zones in the Geologic Past

**M. N. Shapiro\*, D. M. Pechersky\*, and A. V. Lander\*\***

*\*Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,  
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia*

*\*\*International Institute of the Theory and Problems of Earthquake Prediction and Mathematical Geophysics,  
Varshavskoe sh. 8, Moscow, 113105 Russia*

Geologic and paleomagnetic data indicate that the absolute movements of subduction zones are significant. Two types of settings were examined: continental-margin volcanic belts and intraoceanic island arcs. In the former case, the estimation of the movements of subduction zones requires data on the absolute motions of the continent, including the paths of apparent movement of the paleomagnetic pole. In the latter case, paleomagnetic data for suprasubduction-zone sedimentary and volcanic complexes are required. The movement of subduction zones can be established from the changes in paleolatitudes in long-evolving volcanic piles only when the north–south component of the drift is large enough. Absolute horizontal movements over distances of many thousands of kilometers are typical of the subduction zones with which the Andean belt (Cretaceous–Cenozoic) in South America and the Devonian–Early Carboniferous volcanic belts of the Tasman orogen in Australia are associated. Examples of ancient island arcs that shifted as they formed are provided by the Cretaceous–Paleocene Achaivayam–Valaginsky and Kronotsky arcs on the Kamchatka Peninsula. The rates of absolute movements of ancient subduction zones could be as fast as 15 cm/yr, which is greater by one order of magnitude than the rates of present-day zones. There are grounds for believing that some ancient subduction zones could migrate toward the overriding plate, in contrast to most present-day subduction zones. All the available geologic and paleomagnetic evidence suggests that subduction zones do not restrict the amplitude, rate, or direction of the absolute drift of overriding plates.

УДК 551.24:550.838.5(571.6)

## НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ О ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ИСТОРИИ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

© 1997 г. Г. Е. Бондаренко\*, А. Н. Диденко\*\*

\*Геологический институт РАН, Москва

\*\*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 02.03.95 г.

Проведенный в пределах западной части Омолонского массива и в Сугойской складчатой зоне комплекс исследований (структурно-геометрический и кинематический анализ складчатости и разломов) и палеомагнитный анализ юрских отложений) позволили прийти к выводу о значительных латеральных перемещениях указанных тектонических единиц в позднем мезозое одной относительно другой, а также относительно Сибирского континента. Смещения, достигавшие по широте первых сотен километров, осуществлялись главным образом по системе левых сдвигов, сконцентрированных преимущественно в пределах Сугойской зоны, и сопровождались вращением Омолонского массива и отдельных тектонических блоков в Сугойской зоне относительно Сибири против часовой стрелки на углы от 30° до 70°. Северная часть Сугойской складчатой зоны в поперечном сечении обладает разнонаправленной вергентностью, характерной для зон сдвигов со сжатием.

### ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ

Структурная эволюция и проблема латеральных перемещений крупных тектонических единиц (блоков) в мезозоидах Северо-Восточной Азии остаются остро дискуссионными по сей день. Об этом свидетельствует существование двух альтернативных систем взглядов на тектонику и мезозойскую геодинамику региона. Одна группа исследователей считает, что близкое к современному взаиморасположение крупных тектонических единиц в регионе сохранялось на протяжении всей палеозойско-мезозойской истории восточной окраины Сибирского континента [24, 28–31]. Согласно другой распространенной точки зрения [7, 19, 22, 36] в конце мезозоя восточная окраина Сибири была аккретирована серией аллохтонных террейнов различной природы (в их числе Омолонский массив и расположенные западнее Приколымское и Омуровское поднятия).

В основе первой точки зрения лежат детальные стратиграфические и фаунистические данные [3, 9, 12, 23, 29]. Вторая зиждется прежде всего на палеомагнитных данных [7, 11, 15, 25, 38]. Прямо противоположные выводы о мезозойской геодинамике региона, приводимые обеими группами исследователей, вынуждают либо сомневаться в достоверности их доводов, либо пытаться найти иное, компромиссное решение. Исследования, проведенные авторами публикации, направлены на устранение кажущихся противоречий и выработку рабочей модели, позволяющей увязать воедино как можно большее число имеющихся палеомагнитных и геологических данных.

С этой целью в 1992 г. был отработан профиль от западного борта Приколымского поднятия, вкост Сугойской складчатой зоны (по рекам Колыма, Коркодон, Булун) до верховьев р. Токур-Юрх в западной части Омолонского массива (рис. 1). Пересечение сопровождалось структурными наблюдениями с применением структурно-геометрического анализа складчатости и кинематического анализа разрывных нарушений по методикам [5, 8]. Параллельно проводился отбор проб для палеомагнитного анализа из наиболее охарактеризованных палеонтологически и перспективных для палеомагнитного изучения терригенных отложений лейаса.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Рассматриваемый в работе район включает западную часть Омолонского массива, северную часть Сугойской складчатой зоны и восточную часть Приколымского поднятия (см. рис. 1). Омолонский массив, Сугойская складчатая зона и Приколымское поднятие детально изучены многими исследователями [3, 4, 9, 12, 16, 23], поэтому напомним лишь непосредственно имеющие отношение к статье сведения об их геологическом строении и соотношениях с другими структурными единицами.

Омолонский массив образован архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом, перекрытым рифейско-фанерозойским чехлом вулканогенно-осадочных образований. Изученные нижнеюрские терригенные и терригенно-карбонатные отложения [4, 9, 21] согласно залегают на



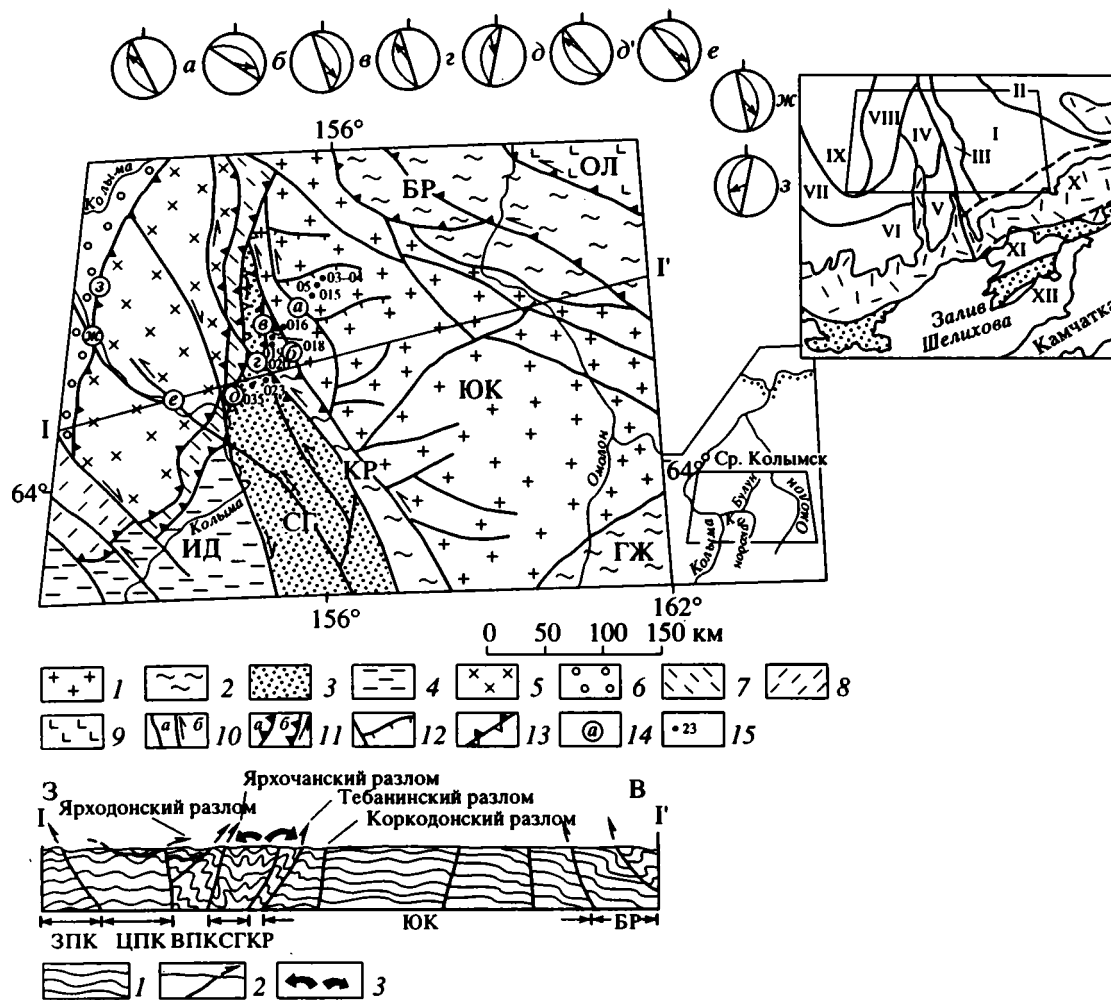


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема района исследований и структурный профиль по линии I-I'.

Омолонский массив: 1 – Юкагирская глыба Омолонского массива (область с выходами на поверхность дорифейского фундамента массива и рифейско-фанерозойского чехла); 2 – периферийные погруженные области Омолонского массива, характеризующиеся повышенными мощностями отложений позднепалеозойско-мезозойского возраста; 3 – области с повышенными мощностями верхнепалеозойско-мезозойских отложений, накопившихся на утоненной коре Омолонского массива; другие периферийные структуры Сибирского континента, отторгнутые от него в результате палеозойского и раннемезозойского рифтогенеза: 4 – области с повышенными мощностями мезозойских отложений, накопившихся на утоненной континентальной коре; 5 – области с широко проявленным метаморфизмом рифейского возраста и распространением прибрежноморских и континентальных палеозойских отложений (центральноприкомольский тип разрезов); 6–9 – области распространения: 6 – преимущественно шельфовых верхнепалеозойских отложений (западноприкомольский тип разрезов), 7 – морских верхнепалеозойских отложений (сугойский тип разрезов), 8 – преимущественно шельфовых палеозойских отложений (омулевский тип разрезов), 9 – аккрецированных к Омолонскому массиву террейнов океанической и островодужной природы; 10–13 – разрывные нарушения: 10 – а – с проблематичной кинематикой, б – сдвиги; 11 – а – надвиги и взбросы, б – они же со сдвиговой составляющей; 12 – сопряженные с крупными левыми сдвигами сдвиго-взбросы и сдвиго-сбросы; 13 – неоднократно активизированные разломы (белые штрихи указывают направление поздних перемещений); 14 – местоположение замеров, результаты которых изображены на стереограммах (сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу); 15 – точки отбора палеомагнитных проб. Для структурного профиля по линии I-I': 1 – залегание слоистости; 2 – разломы и преобладающее направление движений по ним в плоскости рисунка; 3 – разнонаправленная вергентность складчатости и разломов в Сугойской складчатой зоне. Остальные обозначения те же, что и на схеме. Буквами на схеме и профиле обозначены следующие структурные элементы: ЮК – Юкагирская глыба ЗПК, ЦПК, ВПК – соответственно западная, центральная и восточная части Прикомольского поднятия; складчатые зоны: БР – Березовская, ГЖ – Гижигинская, КР – Коркодонская, СГ – Сугойская складчатая зона; V – Хетагчанское и VI – Балыгчанское поднятия; VII – Иньяли-Дебинский синклиниорий; VIII – Прикомольское поднятие; IX – Алазейская палеоостроводужно-аккреционная область; X – рифтогенная Гижигинская складчатая область (оконтурена пунктирными линиями); XI – Авековский выступ Омолонского массива; XII – Южно-Тайгоноская аккреционная зона. Крпком обозначены следующие структурно-вещественные зоны: точками – Удско-Мургалская островная дуга, короткими штрихами – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

верхнетриасовых и накапливались в обстановке эпиконтинентального моря. Начиная со средней юры (байосский век), отмечается резкое поглубление осадочного материала, что связывается с первыми проявлениями складчатости [21]. По мере продвижения к западной границе массива возрастают полнота разреза и мощность юрских отложений, а также их пористость [4]. Эту периферийную относительно погруженную часть массива вслед за В.С. Шульгиной [4] мы выделяем как Коркодонскую зону. В ее пределах возрастает также степень дислоцированности мезозойских отложений чехла массива [4, 20, 21]. От остальной части массива (Юкагирской глыбы) Коркодонская зона отделена системой субвертикальных левых сдвигов северо-западного простирания, выделяемых как Коркодонский разлом (см. рис. 1). От Сугойской зоны Коркодонская отделена Тебанинским разломом [4, 13, 20]. Западнее Тебанинского разлома в пределах Сугойской складчатой зоны резко возрастает мощность нижнеюрских и в целом мезозойских отложений. Они становятся более тонкообломочными, в них появляются пачки гравититов [21].

В восточной части Приколымского поднятия распространены каменноугольно-пермские терригенно-карбонатно-вулканогенные образования, имеющие литологическое сходство с близквозрастными толщами Сугойской складчатой зоны и фациальные соотношения с палеозойскими отложениями центральной части Приколымского поднятия [2, 3]. Последнее подтверждается обнаружением на правом берегу среднего течения р. Колымы (устье руч. Березка) линз гравитационных микститов каньонных фаций среди терригенных турбидитов нижнего карбона, обломочная часть которых погружена в тонкотерригенный матрикс и представлена доломитами, мраморами, конгломератами, кварцитами. Перечисленный набор пород типичен для центральной части Приколымского поднятия. Мезозойские отложения в изученной части Приколымского поднятия отсутствуют. Границей мезозойский толщ Сугойской зоны и палеозойских востока Приколымья в исследованном районе является Ярхочанский разлом [4, 20].

Таким образом, непосредственно интересующие нас нижнеюрские терригенные отложения на изученной территории представлены тремя формационными типами. Первый тип распространен в пределах внутренних частей Омолонского массива и представлен терригенными породами (песчаники, алевролиты, аргиллиты), накопившимися в обстановке эпиконтинентального моря. Второй тип развит в Коркодонской зоне Омолонского массива. Эти терригенные отложения отличаются от вышеупомянутых большей долей глинистых пород, большими мощностями и, по-видимому, большими глубинами накопления. Третий тип

(сугойский) распространен в пределах Сугойской складчатой зоны (между Тебанинским и Ярхочанским разломами) и представлен еще более глубокowodными существенно глинисто-алевроитовыми отложениями, содержащими пачки линзы гравититов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах центральных частей Омолонского массива (Юкагирской глыбы) для юрских толщ характерно пологое моноклинальное залегание с дислоцированности, осложненное малоамплитудными флексурами сурообразными перегибами. Последние чаще приурочены к зонам субвертикальных разломов северо-западного простирания, для которых характерно фиксируется левосдвиговая составляющая.

На юго-западе Юкагирская глыба ограничена серией кулисообразно расположенных субвертикальных левых сдвигов и сдвиго-взбросов северо-западного простирания, ассоциирующихся с крупными племетарными сдвиго-сбросами. Эту совокупность разломов предлагается выделять как Коркодонскую зону разломов (см. рис. 1). К юго-западу от нее (в пределах Коркодонской складчатой зоны) в юрских отложениях заметно возрастает степень пликативных и дизъюнктивных дислоциаций [20, 22]. Характерны линейные складки с дислоцированности с преобладающей северо-восточной направленностью. Их напряженность возрастает в юго-западном направлении. Среди разрывных нарушений преобладают левые сдвиги и сдвиги-взбросы, преимущественно круто наклоненные на юго-запад. Наибольшая напряженность пликативных дислокаций зафиксирована вблизи Коркодонской зоны Тебанинского разлома: вплоть до сжатых и, в частности, изоклинальных складок северо-восточной направленности. В пределах зоны Тебанинского разлома, имеющего сложную и длительную кинематическую историю [20], отмечена напряженная приразломная складчатость северо-восточной направленности, осложненная падающими на юго-запад надвигами и взбросо-сдвигами и зонами терригенного автокластического меланжа.

Западнее Тебанинского разлома в пределах Сугойской складчатой зоны степень деформированности юрских отложений значительно варьирует в пространстве. Наибольшая степень деформации (изоклиральная складчатость, пластическое течение вещества, будинаж, автокластические меланжи) фиксируется в западном и восточном флангах вблизи соответственно Ярхочанского и Тебанинского разломов (см. рис. 1). В самой Сугойской зоне интенсивно деформированные участки приурочены к зонам разломов и чередуются с менее деформированными доменами. Более подробная структура Сугойской зоны рассмотрена в работе [2, 20]. Важной особенностью западной части

Сугойской зоны является западная вергентность напряженных (вплоть до изоклинальных) складок, в которые деформированы юрские отложения.

На основании результатов структурных исследований в пределах главных тектонических единиц региона, а также разделяющих их зон разломов (см. рис. 1) удалось реконструировать четыре этапа деформаций сжатия [20]. Главными из них были два. Первый (и наиболее ранний из выделенных этапов) сначала привел к формированию субсогласных с напластованием надвигов, а затем напряженной складчатости, сопровождаемой кливажом осевой плоскости. Основываясь на геологических данных о возрасте наиболее ранних мезозойских деформаций в регионе [4], можно предположительно считать время проявления первого этапа деформаций среднеюрским. Структурные парагенезы, вероятнее всего, сформировавшиеся в ходе этого же этапа деформаций, широко проявлены в пределах поля верхнепалеозойских пород в восточной части Приколымского поднятия, ограниченного Ярходонским и Ярхочанским разломами, а также в западной и центральной частях Сугойской складчатой зоны [20].

Второй главный этап деформаций сжатия характеризуется формированием системы левых сдвигов северо-западного и субмеридионального простирания (Коркодонский и Тебанинский разломы). Подвижки, отвечающие этому этапу, зафиксированы также вдоль разделяющего Сугойскую зону и Приколымское поднятие Ярхочанского разлома. Впоследствии он был ремобилизован в правый сдвиг, что привело к затушевыванию более ранних левосдвиговых парагенезов (см. рис. 1, стереограммы  $\delta$  и  $\delta'$ ). Левосдвиговые движения этого этапа зафиксированы также в пределах Сугойской и Коркодонской зон. Выделяются субвертикальные левые сдвиги, левые сдвиго-взбросы: западной вергентности на западе Сугойской зоны и восточной – на ее границе с Коркодонской зоной. Зафиксированы также комплементарные преимущественно левые сдвиго-сбросы (см. рис. 1), на существование которых ранее обратил внимание В.М. Кузнецов [14]. В западном и восточном ограничении Сугойской зоны к левым сдвиго-взбросам приурочены автокластические меланжи с круто ориентированными длинными осями будин. Кинематика разломов этого этапа уверенно фиксируется по бороздам скольжения, трещинам отрыва с кварц-кальцитовой минерализацией и видимым смещениям различных более ранних структурных элементов.

С разломами левосдвиговой кинематики генетически связаны складки различной амплитуды (от сантиметров до многих десятков метров), шарниры которых наклонены, как правило, под углами круче  $35^{\circ}$ – $40^{\circ}$ . В западном ограничении Сугойской зоны эти складки имеют западную вергентность, а на восточном – восточную, то есть наблюдается “выплескивание” структуры в

разные стороны на более жесткие блоки: Приколымское поднятие и Омолонский массив. Подобный развал складчатой структуры и ограничивающих ее разломов характерен для зон сдвигов со сжатием [41, 42]. Оси комплементарных левым сдвигам складок ориентированы в северо-северо-восточном направлении, под острым углом к ограничениям Сугойской зоны. Таким же образом переориентированы и оси более ранних складок [2], что служит доводом в пользу лесосдвиговой кинематики генетически связанных с ними разломов [41, 42].

Прямых данных о возрасте левосдвиговых структурных парагенезов в северной части Сугойской складчатой зоны и ее обрамления нет. Однако с более поздними правыми сдвигами и сдвиго-сбросами связаны магматические проявления аптальбского возраста (Омсукчанский хребет). Таким образом, время проявления левых сдвигов ограничено интервалом средняя юра – апт. По мнению авторов, наиболее вероятно их заложение в первой половине поздней юры.

Особого внимания заслуживают упомянутые сдвиго-сбросы, сопровождающие левые сдвиги и зафиксированные на юго-западе Юкагирской глыбы, в Коркодонской складчатой зоне и на границе последней с Сугойской зоной. Их возникновение может быть связано с вращением отдельных тектонических блоков, ограниченных поверхностями левых сдвигов. По нашему мнению, наиболее предпочтительным является вращение блоков против часовой стрелки.

Таким образом, в поздней юре в области, пограничной между Омолонским массивом и Сибирской платформой (Сугойской зоне), закладывается система левых сдвигов, эволюционировавшая до конца некома. Сдвиговые движения сопровождалась сжатием, в результате чего формируется структура типа пальмовой ветви. Смещение Омолона относительно Сибири по системе левых сдвигов должно было сопровождаться вращением тектонических блоков против часовой стрелки. Исходя из наблюдаемых смещений структурных элементов со сходным строением и стратиграфическим разрезом в регионе [2] (величина изгиба структур Сугойской зоны относительно Иньяли-Дебинского синклинория, смещение Хетагчанского поднятия относительно Балыгчанского и др.), можно заключить, что амплитуда абсолютного смещения Омолона достигала нескольких сотен километров.

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отбор палеомагнитных проб из нижнеюрских тонкотерригенных и терригенно-карбонатных пород был проведен в пределах Омолонской и Сугойской структурно-фациальных зон. В западной части Омолона отобраны породы Юкагирской

(точки 3, 4, 5) и Коркодонской (точки 15, 18, 19, 20) подзон. В северной части Сугойской зоны отобраны образцы в точках 23, 35 (см. рис. 1).

В каждой точке отбиралось от 15 до 30 штучков, опробованная мощность разрезов составляла не менее 50–100 м, что позволяет надеяться на удовлетворительное исключение влияния палео-вековых вариаций геомагнитного поля. Возрастная привязка изученных пород осуществлялась с точностью до 1–2 ярусов по данным геологосъемочных работ [9, 12]. Ориентировка образцов и замеры залегания слоистости проводились магнитным компасом с точностью не более 5° (магнитное склонение в районе работ составляет 11°17' к западу и было учтено в значениях средних направлений компонент).

Условия залегания слоистости в породах (опрокинутое или нормальное) определились литологическими и структурно-геометрическими методами. Как правило, в каждой отдельной точке отбора при близком к моноклинному залеганию элементы залегания пород изменяются незначительно, но для всех точек (обнажений) изученного района вариации залеганий значительны, что и позволило нам проанализировать выделенные компоненты намагниченности модифицированным тестом складки [1].

Всего было отобрано 217 образцов в 9 точках. Из каждого образца на алмазной пиле вырезались 2–3 двухсантиметровых кубика-дубля. Они подверглись ступенчатой температурной чистке (*t*-чистка) до 560–600°C, как правило, не менее чем при 8–9 нагревах. Для нагрева использовалась экранированная от внешнего магнитного поля электрическая печь со степенью экранировки не хуже 10–15 нТл. Измерения естественной остаточной намагниченности (NRM) и после каждого из нагревов проводились на двухкомпонентном спин-магнитометре JR-4 с чувствительностью  $0.5 \times 10^{-7}$  А/м по объемному магнитному моменту. Измерительный блок магнитометра был помещен в кольца Гельмгольца со степенью компенсации лабораторного магнитного поля в 300–400 раз. После каждого нагрева у образцов измерялась начальная магнитная восприимчивость (*k*) на каппометре KLY-2 в постоянном магнитном поле 3 нТл. Однородность лабораторного магнитного поля позволяла проводить измерения с чувствительностью  $1 \times 10^{-7}$  ед. СИ, что дало возможность вести контроль за изменениями вещества в ходе лабораторного нагрева.

Исходные величины NRM практически всех образцов находятся в интервале от 0.2–0.3 до 10 мА/м, магнитной восприимчивости – от 70 до  $700 \times 10^{-6}$  ед. СИ, что и предопределило низкие значения отношения Кенингсбергера ( $< 1$ ) для образцов всей коллекции. После *t*-чистки до 400–450°C значения NRM значительного количества образцов возрастали в 1.5–2 раза по отношению к исходной

величине, магнитная восприимчивость этих же образцов так же резко возрастала, т.е. в ходе лабораторного нагрева до 400–450°C в этих образцах появлялась новая магнитная фаза, которая намагничивалась из-за недостаточной компенсации магнитного поля в ходе лабораторного эксперимента. Вероятно, новообразованной фазой является магнетит, появление которого связано с распадом сульфидов при нагреве; наличие в изучаемых породах сульфидных минералов отмечается при макроскопическом описании и изучении шлифов. Образцы, у которых NRM в ходе *t*-чистки резко возрастала, а также те, у которых эта величина находилась на уровне передела чувствительности магнитометра (обычное падение NRM при чистке при температуре 450°C составляло 50–70%), из дальнейшего рассмотрения исключены (127 из 217), т.е. для дальнейших *t*-чисток и полного компонентного анализа по методике Дж. Киршвинка [39] были использованы 90 образцов.

Проведенный компонентный анализ NRM палеомагнитно-стабильных образцов позволяет предполагать наличие, как минимум, трех компонент намагниченности в изученных породах (рис. 2–4): 1) низкотемпературной, которая разрушается температурой до 200–300°C и практически совпадает по направлению с современным геомагнитным полем в месте работ; 2) среднетемпературной, выделяемой в интервале 300–500°C и имеющей очень крутое наклонение как в современной, так и в древней системах координат; 3) высокотемпературной, имеющей две полярности и выделяемой при нагревах более 500°C.

Сказанное попробуем продемонстрировать на трех конкретных примерах. В образце 3–7 из Юкагирской подзоны (см. рис. 2) при *t*-чистке до 300°C счищается компонента  $D = 3^\circ$  и  $I = 74^\circ$ , близкая направлению современного поля (все диаграммы Зийдверельда даны в современной системе координат). На долю этой компоненты приходится 50% NRM. Затем, до температуры 450°C выделяется компонента примерно с таким же склонением ( $345^\circ$ ) и более крутым наклонением ( $86^\circ$ ); доля этой компоненты составляет 40%. Свыше температуры 475°C выделяется компонента с направлением  $D = 43^\circ$ ,  $I = -56^\circ$ , доля которой в общей NRM составляет менее 10%. Переход с нижней полусферы на верхнюю проекция вектора NRM отчетливо виден на стереограмме (см. рис. 2, Б). Образцов с подобным “идеальным” поведением NRM в ходе *t*-чистки в изученной коллекции немного, всего лишь 4 из 90, встречаются они как в Юкагирской, так и Коркодонской зонах, что и демонстрирует рис. 2, В, на котором представлена диаграмма Зийдверельда обр. 15-3.

В NRM образца 19-12 (рис. 3) из Коркодонской подзоны не выделяется низкотемпературная компонента, сходная по направлению с современным магнитным полем, но о двух других компонентах,

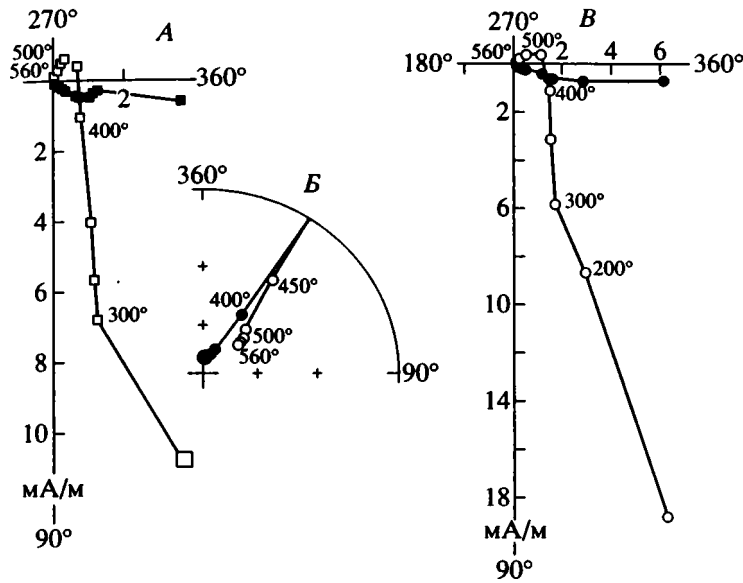


Рис. 2. Диаграммы Зийдверelda образцов 3-7 (А), 15-3 (В) и стереограмма (Б) конечных направлений NRM образца 3-7 в ходе температурной чистки (современные координаты). Залитые значки на диаграммах Зийдверelda – проекция полного вектора на горизонтальную плоскость, незалитые – на вертикальную. Залитые значки на стереограмме – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю.

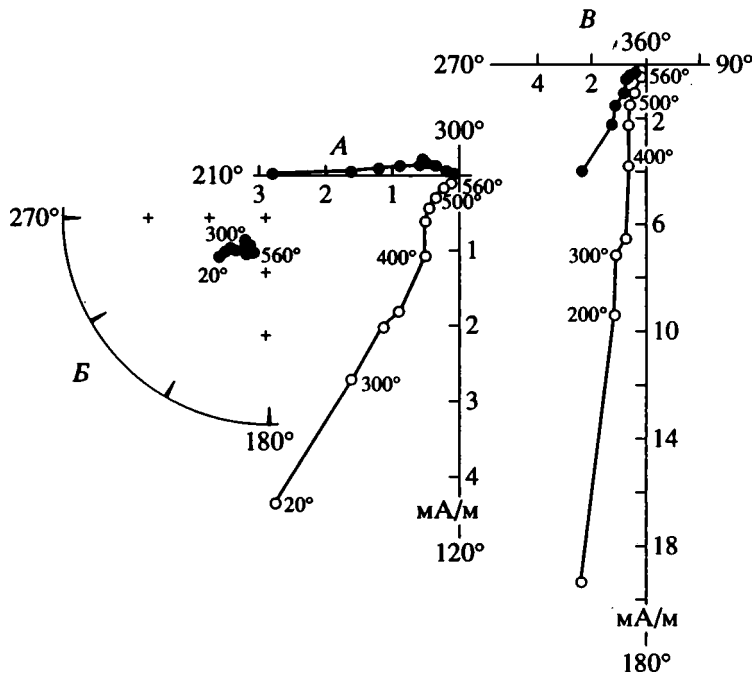


Рис. 3. Диаграммы Зийдверelda образцов 19-12 (А), 23-11 (В) и стереограмма (Б) конечных направлений NRM образца 19-12 в ходе температурной чистки (современные координаты). Условные обозначения смотри на рис. 2.

среднетемпературной и высокотемпературной, можно говорить уверенно. Первая из них с блокирующими температурами в диапазоне 200–470°C имеет направление  $D = 205^\circ$ ,  $I = 75^\circ$ . Вторая, более пологая, выделяется в температурном интервале

500–560°C и имеет направление  $D = 236^\circ$ ,  $I = 62^\circ$ . Главное отличие образца 19-12 от предыдущего 3-7 заключается в том, что высокотемпературная компонента имеет другой знак (+) и разница между ними составляет примерно  $180^\circ$  (см. рис. 3, Б).

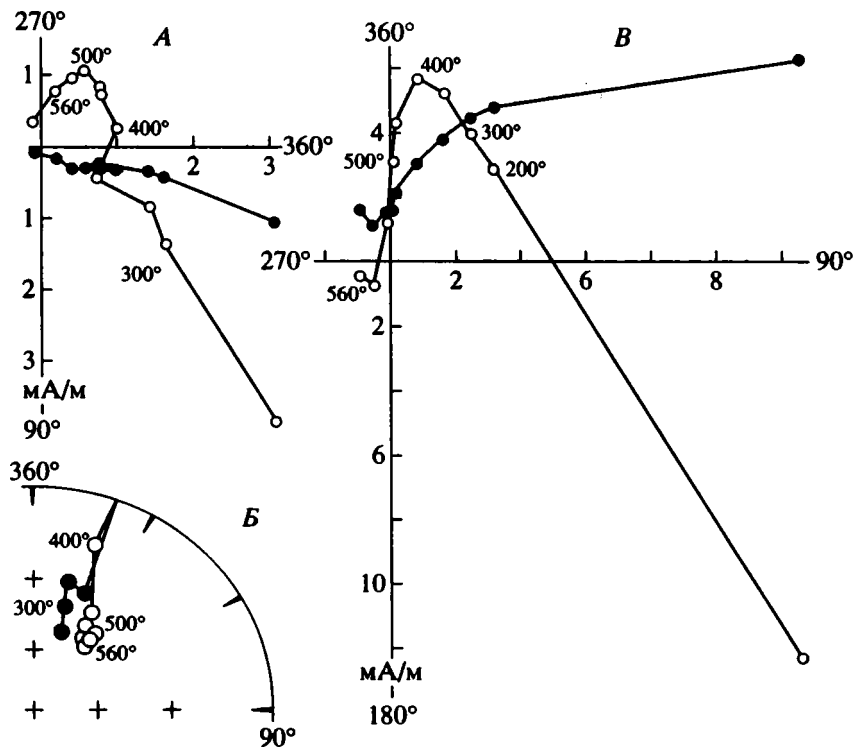


Рис. 4. Диаграммы Зийдervельда образцов 20-8 (А), 18-1 (В) и стереограмма (Б) конечных направлений NRM образца 20-8 в ходе температурной чистки (современные координаты).  
Условные обозначения смотри на рис. 2.

Положительное наклонение высокотемпературной компоненты зафиксировано у 36 образцов из 90, и их можно встретить во всех трех изученных тектонических зонах: Юагирской, Коркодонской и Сугойской, причем в последней присутствуют образцы только этой группы (см. рис. 3, В, обр. 23-11).

Поведение NRM образца 20-8 (рис. 4) из той же Коркодонской подзоны в ходе ступенчатой  $t$ -чистки очень сходно с поведением NRM образца 3-7. Выделяются те же 3 компоненты: 1) низкотемпературная с блокирующими температурами до 300°C и направлением  $D = 24^\circ$  и  $I = 63^\circ$ ; 2) среднетемпературная в интервале 350–500°C с направлением  $D = 334^\circ$  и  $I = 70^\circ$ ; 3) высокотемпературная в интервале свыше 500°C и  $D = 34^\circ$  и  $I = -49^\circ$ . Отличие заключается в том, что воображаемое продолжение высокотемпературной компоненты образца 3-7 “идет” в начало координат (см. рис. 2, А), тогда как у образца 20-8 эта компонента имеет “законченный” вид и не “идет” в начало координат (см. рис. 4, А). Обращает на себя внимание и существенно более низкое наклонение намагниченности этого образца:  $D = 28^\circ$ ,  $I = -47^\circ$  (см. рис. 4, Б).

Образцов с подобным поведением NRM в высокотемпературной части достаточно много, более 20. Встречаются они только в Юагирской и Коркодонской зонах (см. рис. 4, А, В; обр. 20-8 и

18-1, соответственно), причем в последней их доля весьма существенна (табл. 1).

Как было сказано выше, залегание пород в каждой точке близко к моноклиальному, поэтому тест складки может быть информативен только для всей совокупности изученных объектов. В табл. 1 можно видеть средние направления среднетемпературной и высокотемпературной компонент как отдельно по обнажениям, так и во всей совокупности. Анализ этих данных отчетливо показывает послескладчатую природу среднетемпературной компоненты: величина  $K_c/K_d$  составляет 2.65. Характерной особенностью этой компоненты, как уже подчеркивалось выше, является очень крутое наклонение, в среднем более 80°.

Для более точной оценки возраста приобретения среднетемпературной компоненты, впрочем, как и для высокотемпературной, был применен тест ступенчатого выравнивания до палеогоризонтали [32]. Он показал, что максимальная кучность для среднетемпературной компоненты ( $K = 121$ ) достигается при введении только 25–35% поправки на залегание. Но следует учесть, что это увеличение по сравнению с исходной величиной ( $K = 117$ ) составляет немногим более 3% (см. табл. 1). Все это позволяет определить природу этой компоненты как послескладчатую, по крайней мере ее образование могло проходить только на завершающих

Таблица 1. Палеомагнитные направления нижнеюрских пород Омолонского массива и Сугойского складчатой зоны

№ обн.	Тип пород	Среднетемпературная компонента, °С				Высокотемпературная компонента, °С				Круги пересечений		
		n	D <sub>c</sub>	I <sub>c</sub>	D <sub>d</sub>   I <sub>d</sub>	n	D <sub>c</sub>	I <sub>c</sub>	D <sub>d</sub>   I <sub>d</sub>	n	D <sub>d</sub>	I <sub>d</sub>
			K/α <sub>95</sub>		K/α <sub>95</sub>		K/α <sub>95</sub>		K/α <sub>95</sub>		K/α <sub>95</sub>	
Юкагирская зона (65°31' с.ш., 155°38' в.д.)												
3	Алевролиты; аз. 30–90 ∠3–13	8	346   85 74/6	35   82 78/6	8	222   60 (1) 60/7	218   65 82/5	8	200   75 (15/25)			
4	Алевропесчаники; аз. 340–30 ∠3–30	16	160   85 46/5	25   81 47/5	11	30   -27 (9) 10/13	36   -37 11/13	13	21   -69 (6/12)			
5	Алевролиты; аз. 320–350 ∠5–10	8	22   82 62/6	8   76 73/6	8	259   61 (0) 17/13	269   59 16/13	7	272   72 (15/25)			
	Σ 3, 4, 5 (N = 3)	3	26   87 136/7	20   80 405/4	3	226   51 11/24	231   56 13/22	3	223   75 43/12			
Коркодонская зона (65°15' с.ш. 155°26' в.д.)												
15	Алевролиты; аз. 180–270 ∠4–15	15	18   81 123/3	319   80 157/3	5	30   -52 (4) 13/18	38   -45 13/17	13	91   -78 (5/10)			
18	Мелкозернистые песчаники; аз. 240–320 ∠7–50	17	98   80 36/5	290   82 68/4	17	9   -63 (9) 5/15	44   -49 8/12	17	91   -71 (9/13)			
19	Мелкозернистые песчаники; аз. 240–360 ∠4–10	8	347   86 59/7	344   82 61/6	3	209   63 (0) 17/2	216   64 25/16	7	253   71 (9/15)			
20	Песчаники; аз. 320–10 ∠4–9	5	33   78 58/8	14   74 73/7	4	42   -51 (3) 18/17	50   -54 17/17	6	87   -73 (15/31)			
	Σ 15, 18, 19, 20 (N = 4)	4	42   83 134/6	340   81 116/7	4	209   58 65/9	222   53 84/7	4	265   73 (332/4)			
Сугойская зона (64°59' с.ш. 155°4' в.д.)												
23	Извест. песчаники; аз. 220–270 ∠20–50	6	14   72 21/12	294   60 48/8	6	127   84 (0) 42/9	230   60 43/9	6	248   62 (7/8)			
35	Алевропесчаники; аз. 290–320 ∠15–35	7	30   80 6/22	345   62 5/24	-	-   -	-   -	-	-   -			
	Σ 23, 35* (N = 2)	2	20   76 169/19	319   63 22/55	-	-   -	-   -	-	-   -			
	Σ 3, 4, 5, 15, 18, 19, 20, 23, 35* (N = 9)	9	30   83 117/4	340   78 44/7	8	217   64 14/14	229   58 39/8	8	248   73 64/6			
			K <sub>max</sub> - 30%	14   82 121/4			K <sub>max</sub> - 80%		244   75 74/6			
	Среднее по образцам прямой полярности:				36	224   69 10/8	234   73 17/6					
	Среднее по образцам обратной полярности:				26	27   -49 6/10	41   -46 10/8					

Примечание. В колонке "тип пород" Аз. и ∠ означают азимут и угол падения пластов, соответственно; n, N – количество образцов и обнажений, соответственно; в скобках дано количество образцов с обратной намагниченностью; D, I – палеомагнитные склонение и наклонение в градусах, соответственно; индекс "с" означает направление в современной системе координат, "д" – в древней; K/α<sub>95</sub> – статистические параметры распределения, по [35]; в колонке круги пересечений в скобках даны полуоси овала доверия вокруг среднего распределения [33]; \* – обнажение 35 не вошло в статистику по обнажениям для высокотемпературной компоненты и кругам пересечений.

Таблица 2. Сопоставление наблюдаемых и экстраполированных с Евразийской плиты палеомагнитных направлений

Компонента намагниченности	Возраст компоненты	N (n)	D, °	I, °	K	$\alpha_{95}$ , °	$\Phi_d$ , °	$\Delta\Phi_d$ , °	R, °	$\Phi$ , °	L, °	$A_{95}$ , °
Послескладчатая	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	9	30	83	117	4	76 ± 8	2 ± 12	8 ± 60	75	183	8
		(90)	38	84			78 ± 9			73	182	9
Доскладчатая	J <sub>1</sub>	8	229	58	43	9	39 ± 12	37 ± 13	43 ± 30	21	116	11
		(62)	272	83			76 ± 6			62	124	6
Доскладчатая	J <sub>1</sub>	(36)	234	73	17	6	59 ± 10	17 ± 12	38 ± 33	40	121	11
Только N-полярность												

Примечание. N, n – количество обнажений и образцов, соответственно; D, I – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно; K,  $\alpha_{95}$  – статистические параметры распределения;  $\Phi_d$  – палеоширота;  $\Delta\Phi_d$  – разница между наблюдаемой и экстраполированной палеоширотами; R – угол относительного разворота Омолон по отношению к Сибири;  $\Phi$ , L – широта и долгота палеомагнитного полюса, соответственно;  $A_{95}$  – радиус круга доверия вокруг палеомагнитного полюса. Первая строка – наблюдаемые значения, вторая – пересчитанные с полюсов Евразии [26] на точку с координатами 65° с.ш., 155° в.д. Доверительные интервалы широтного смещения и разворотов рассчитаны по [34].

этапах складчатости. Метахронный (наложенный) характер компоненты, вероятно, подтверждают высокие значения кучностей как для отдельных обнажений, так и для всей совокупности обнажений (см. табл. 1), что не свойственно детритовой или постдетритовой намагниченности.

Время главной складчатости для района исследований определяется как поздняя юра–неоком [2, 4, 19, 23, 30, 31]. Видимо, мы можем приписать среднетемпературной компоненте близкий возраст, условно определив его как середину неокома (140 ± 10 млн. лет), учитывая тот факт, что максимальная кучность для этой компоненты отмечается при введении 30% поправки за залегание пород, т.е. формально ее можно считать синскладчатой (см. табл. 1).

Намагниченность с подобным направлением для Омолон зафиксирована не впервые, для верхнеюрских–нижнемеловых пород массива [21] было получено аналогичное палеомагнитное направление. Следует подчеркнуть, что палеомагнитный полюс среднетемпературной компоненты ( $\Phi = 75^\circ$ ,  $L = 183^\circ$ ,  $A_{95} = 8^\circ$ , табл. 2) с большой точностью совпадает с палеомагнитным полюсом Евразии для 134 млн. лет [26], что говорит о “жесткой” принадлежности Омолонского массива к Евразийской плите, начиная, по крайней мере, с рубежа юра–мел.

Приведенные примеры диаграмм Зийдервельда (см. рис. 2–4) показывают бесспорное присутствие в NRM исследуемых образцов высокотемпературной компоненты, причем ее выделение стало возможным только для 62 из 217 образцов коллекции (см. табл. 2). Анализ средних направлений по объектам и генерального среднего для этой компоненты (рис. 5, А, Б, см. табл. 1) показывают, во-первых, значения кучностей до 10–20, что более свойственно детритовой или постдетритовой намагниченностям; во-вторых, значительное увеличение параметра кучности для генерального среднего в древней системе координат ( $K_d/K_c = 2.78$ ). Два выше перечисленных факта, а также то, что компонента имеет как прямую, так и обратную

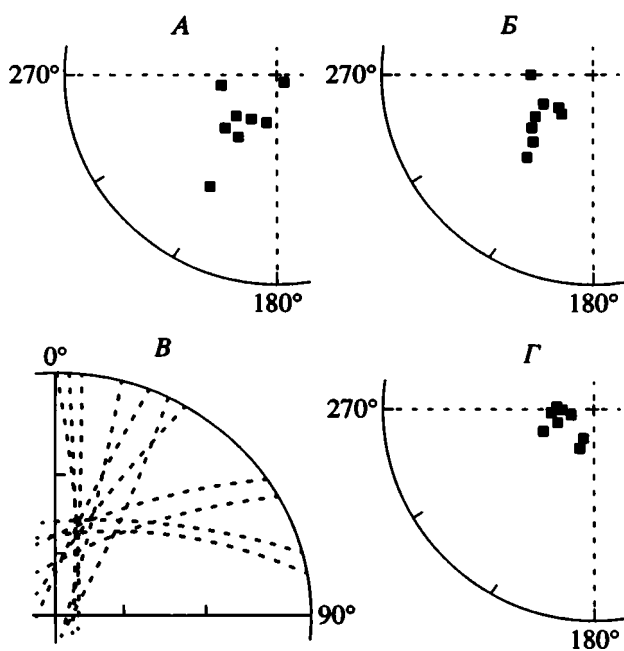


Рис. 5. Стереодиаграммы средних направлений высокотемпературной компоненты по обнажениям, выделенных компонентным анализом (А, Б) и пересечением кругов перематирования для обнажения 4 (В) и всех объектов (Г).

А – в современной, Б, В, Г – в древней системе координат. Пунктир В означает проекцию дуги большого круга на верхней полусфере.



полярность, в отличие от метасинхронной среднетемпературной, позволяют считать, что большая ее часть связана с доскладчатой намагниченностью.

Почему не вся, а большая ее часть? Обратимся к рис. 4, А, где показана диаграмма Зийдервельда образца 20-8 “незаконченного” вида. Примеров такого поведения высокотемпературной компоненты достаточно много, и поэтому возникают сомнения, отражает ли прямой расчет направления высокотемпературной компоненты обратного знака (с отрицательным наклоном) истинное направление. Возможно, мы имеем дело с занижением наклонов в результате перекрытия спектров блокирующих температур высокотемпературной компоненты, с одной стороны, и метасинхронной среднетемпературной с положительным наклоном, с другой. Вероятно, систематическое занижение наклонов в объектах, где преобладают образцы с отрицательным наклоном (см. табл. 1), свидетельствует о том же; распределение средних направлений высокотемпературной компоненты (см. рис. 5, Б) вытянуто по дуге большого круга.

В связи с этим была предпринята попытка оценить средние направления для каждого обнажения методом пересечения кругов перемагничивания [37], где дуги большого круга для каждого образца рассчитывались по 3–4 последним точкам температурной чистки. В качестве примера на рис. 5, В демонстрируются круги NRM в ходе чистки образцов обнажения 4, среднее которых имеет самое низкое наклонение:  $I = -37^\circ$  в древней системе координат (см. табл. 1). Среднее, рассчитанное по кругам пересечений, значительно круче:  $I = -69^\circ$ . Обращает на себя внимание форма распределения средних, рассчитанных методом кругов пересечений. Она более похожа на фишеровское (см. рис. 5, Г), в отличие от распределения на рис. 5, Б, где показаны средние направления обнажений прямого расчета выделенных компонент на диаграммах Зийдервельда. Была предпринята и другая попытка оценки истинного среднего, отдельный расчет как прямо, так и по обратно намагниченным образцам (табл. 1); разница в средних наклонениях составляет  $27^\circ$ . Все это позволяет думать, что ближе всего истинное направление отражают средние, рассчитанные по кругам пересечений и по образцам только с прямым наклонением, тем не менее в обобщающих табл. 2 и рис. 6 мы привели оба направления.

Возраст всех изученных пород раннеюрский, т.е. максимальный временной интервал их образования вряд ли превышает 20 млн. лет, а учитывая достаточно надежную датировку объектов как геттанг-синемюр [9, 12], этот интервал можно сузить до 10–15 млн. лет.

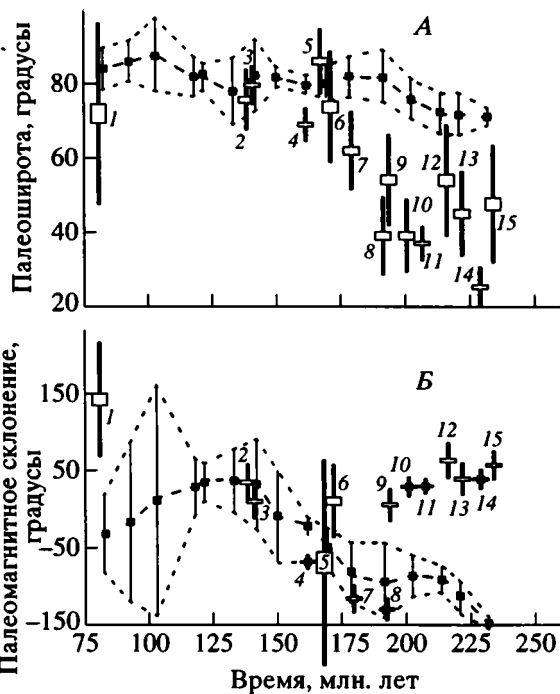


Рис. 6. Сопоставление наблюдаемых и экстраполированных с Евразийской плиты [26] (пунктир) на точку с координатами  $65^\circ$  с.ш.,  $155^\circ$  в.д. палеоширот (А) и палеосклонений (Б).

Числа у значков наблюдаемых значений означают источник: 1 – номер 153, 4 – 667, 6 – 97, 10 – 337, 11 – 569, 12 – 1570, 13 – среднее по 275, 394, 578, 885, 1381, 2358, 14 – 286, 15 – 1039 из “Мировой базы палеомагнитных данных” [40]; 3, 5, 9 – [21]; 2, 7, 8 – данная работа.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обсудим вопрос о полярности высокотемпературной компоненты. Помещать Омолон в раннеюрское время в южном полушарии не позволяет весь комплекс геолого-геофизической информации о северо-восточном регионе России, следовательно, направление с северо-восточным склонением и отрицательным наклоном можно рассматривать как R-полярность, а направление юго-западным склонением и положительным наклонением как N-полярность. Исходя из основного постулата палеомагнетизма, утверждающего, что направление магнитного палеомеридиана в момент образования намагниченности совпадает с географическим, мы можем реконструировать абсолютные движения Омолона двояко.

1. С момента образования раннеюрской компоненты массив, двигаясь с широты  $55^\circ$ – $65^\circ$  на север до широты  $80^\circ$ , в середине неокома испытал значительный разворот против часовой стрелки до  $150^\circ \pm 70^\circ$  (следует учесть, что при столь крутых наклонениях ошибка в определении палеосклонения, а, следовательно, и разворота, сильно возрастает), при этом в посленеокомское время массив “спустился” снова на  $60^\circ$ – $70^\circ$  с.ш.

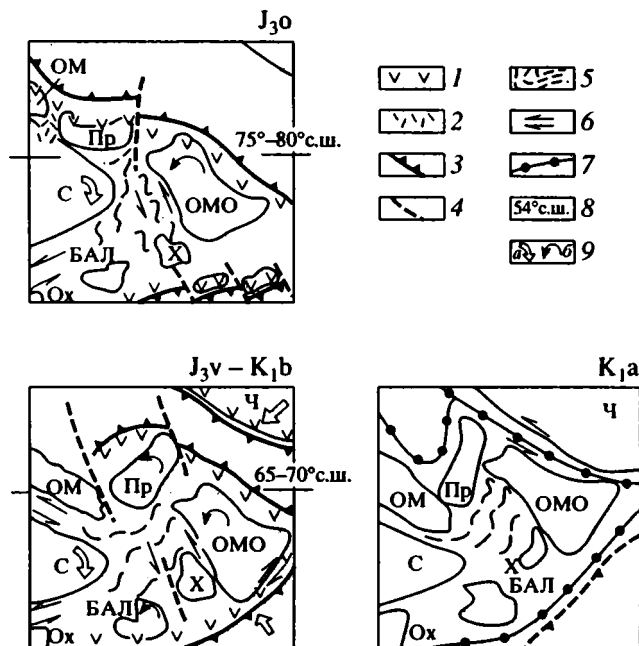


Рис. 7. Палеотектонические схемы для позднеюрско-раннемелового этапа эволюции Омолонского региона.

1, 2 – проявления вулканизма: 1 – надсубдукционного, 2 – рифтогенного; 3 – положение зон субдукции; 4 – разломы; 5 – складки в терригенных отложениях Палеосуйского и Палеоиньяли-Дебинского прогибов; 6 – кинематика разломов со сдвиговой компонентой; 7 – сутуры; 8 – палеошироты; 9 – направление вращения: а – Сибири, б – периферийных блоков. Буквами обозначены блоки: ОМ – Омулеский, Пр – Приколымский, БАЛ – Бальгычанский, Х – Хетагчанский, Ч – Чукотский; массивы: ОМО – Омолонский, Ох – Охотский; С – Сибирь.

2. В период времени с ранней юры по неоком Омолонский массив прошел через полярную область, т.е. испытывал поступательное, в отличие от возвратно-поступательного, движение с высоких широт западного полушария до высоких широт восточного, при этом абсолютный разворот массива будет значительно меньшим (до 30°–40°) и по часовой стрелке.

Вторая модель нам кажется более предпочтительной, тем более что и северо-восточный, в современных координатах, край Лавразийской плиты испытывал сходное движение [7, 26, 38]. Вероятно, Омолонский массив в рассматриваемое время находился недалеко от края плиты и в общем повторял ее движение.

В табл. 2 и на рис. 6 дано сопоставление наблюдаемых как авторами настоящей работы, так и другими исследователями палеомагнитных направлений, взятых нами прежде всего из “Мировой базы палеомагнитных данных” [40] и из работы [21], и экстраполированных с блока стабильной Евразии [26] палеомагнитных направлений.

Анализ этих данных показывает, что Омолонский массив, начиная с позднеюрского–раннемелового времени, является жесткой частью Евразии. Разница между наблюдаемыми и расчетными палеоширотами (см. рис. 6, А) и палеосклонениями (см. рис. 6, Б) на много меньше ошибки палеомагнитного метода. Что же касается ранней истории, с ранней юры до мела, то полученные нами данные существенно отличаются от предыдущих. По нашим данным, отмечается небольшой (до 30°–40°) разворот против часовой стрелки Омолона относительно стабильной Евразии. По данным наших предшественников, этот разворот был более существенным и, что самое главное, по часовой стрелке относительно Евразии (см. рис. 6, Б). Расчет относительных кинематических параметров проведен нами по методике [10] с учетом поправок [34].

Отличие наших данных от данных предшественников можно объяснить, на наш взгляд, недоочищенностью образцов последних от влияния метакристаллической намагниченности. На диаграммах (см. рис. 2–4) хорошо видно, что высокотемпературная компонента выделяется только после нагревов свыше 500°C, тогда как в подавляющем количестве ранних палеомагнитных определений по мезозойским породам Омолона были использованы чистки с температурой до 300–400°C и переменным полем до 30–40 мА/м [40]. Вполне вероятно, что доля раннемеловой вторичной компоненты намагниченности в этих триасовых и юрских определениях была значительной.

Попытаемся найти механизм, объясняющий описанный разворот тектонических блоков региона в интервале ранняя юра–нижний мел, а также обосновать более точно временной интервал этого события.

Во второй половине поздней юры (с киммериджа) на юго-восточной (координаты современные) окраине Омолона заложился пояс надсубдукционного вулканизма – Удско-Мургальской островной дуги позднеюрско-неокомского возраста (см. рис. 1, врезка; рис. 7) [6, 18]. Обусловившая ее возникновение зона субдукции могла “тормозить” движение Омолона в южном направлении. Примерно в этот же интервал времени (киммеридж–бирриас) на северо-восточной окраине Омолона функционировала Олойская островная дуга [4, 17] (см. рис. 7). Связанная с ней зона субдукции могла играть ту же “тормозящую” роль. Поэтому скорость абсолютного дрейфа Омолона к югу должна быть в указанной временной интервал ниже, чем у Сибири. Это могло привести к возникновению лесосдвиговой границы между Омолоном и Сибирью [2, 20]. Движения по ней должны были породить вращение Омолона, а также тектонических блоков в Сугуйской зоне против часовой стрелки относительно Сибири [2]

(см. рис. 7). При этом в пределах юго-восточного края массива должны были возникнуть правые сдвиги со сжатием [2, 27], а в его северо-восточном обрамлении – правые сдвиги с растяжением. Указания на наличие таких сдвигов имеются в работе [17].

В публикации А.Д. Чехова [28] говорится о развитии импульсных рифтогенных процессов в Алазейско-Олойской системе в течение палеозоя и мезозоя, в том числе и в поздней юре. Косвенным образом позволяют судить о времени проявления (или наиболее интенсивного проявления) сдвиговых движений в обрамлении Омолонского массива литолого-стратиграфические данные: в Ололойской зоне в валанжине–начале готерива фиксируется перерыв в островодужном вулканизме и накопление терригенного флиша [4].

Полученные результаты свидетельствуют о наличии в регионе крупных латеральных перемещений тектонических блоков в интервале поздняя юра–неоком (в частности, перемещение Омолонского массива относительно Сибири). Вместе с тем, нет необходимости, по крайней мере для мезозоя, рассматривать Омолон как аллохтонный по отношению к Сибири микроконтинент и использовать модель их ортогональной коллизии. Вероятнее всего, как было предложено ранее [20] Омолон совместно с Приколымским и Омулеским поднятием в мезозое принадлежал к ансамблю краевых структур Сибирского палеоконтинента, отчлененных от последнего на незначительное расстояние в результате нескольких фаз позднепалеозойского и мезозойского рифтогенеза. Возможно, актуалистическими аналогами указанных тектонических блоков являются погруженные окраинные плато, которые широко распространены вдоль пассивных континентальных окраин Атлантики.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На основании приведенных материалов по геологическому и палеомагнитному изучению нижнеюрских отложений юго-западной периферии Омолонского массива и ее структурной эволюции в юре–раннем мелу можно сделать следующие основные выводы.

1. В конце поздней юры–начале раннего мела в пределах Сугойского палеобассейна, разделявшего Омолонский массив и Сибирский палеоконтинент, заложились системы левых сдвигов со сжатием, по которой Омолон испытал латеральное перемещение в северном направлении относительно Сибири. Основное количество этих сдвигов в современной структуре сконцентрировано в пределах Сугойской складчатой зоны. В этот же временной интервал вдоль границы Омолонского массива с Удско-Мургальской и, вероятно, Олойской островными

дугами происходили движения по системам правых сдвигов.

2. В осадочных породах нижней юры на западе Омолонского массива и севере Сугойской складчатой зоны выделены две древние компоненты естественной остаточной намагниченности: доскладчатая ( $D = 234^\circ$ ,  $I = 73^\circ$ ,  $K = 17$  с соответствующим палеомагнитным полюсом  $\Phi = 40^\circ$ ,  $L = 121^\circ$ ,  $A_{95} = 11^\circ$ ); метахронная раннемелового возраста ( $D = 30^\circ$ ,  $I = 83^\circ$ ,  $K = 117$  с соответствующим палеомагнитным полюсом  $\Phi = 75^\circ$ ,  $L = 183^\circ$ ,  $A_{95} = 8^\circ$ ).

3. В период с конца юры по начало раннего мела Омолонский массив претерпел поступательное движение с  $60^\circ \pm 10^\circ$  с.ш. западного полушария до  $76^\circ \pm 8^\circ$  с.ш. восточного полушария, пройдя полярную область, при этом развернувшись против часовой стрелки на  $30^\circ$ – $40^\circ$  относительно Сибири. В структурном рисунке региона это движение выразилось в образовании системы левых сдвигов со сжатием и оперяющих их сдвиго-сбросов.

4. Начиная с раннемелового времени, Омолонский массив и Сугойская складчатая зона являются частью Евразийской плиты.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают приятным долгом выразить благодарность М.Л. Баженову и Д.М. Печерскому за ряд советов и критических замечаний по результатам палеомагнитных исследований, а также А.Н. Варварову, В.Э. Павлову, З.В. Шароновой и Г.С. Яновой за помощь при проведении полевых и лабораторных исследований. Публикация осуществлена при финансовой поддержке РФФИ (грант 93-05-8615) и ISF (грант MNQ 000).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Известия АН СССР. Физ. Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
2. Бондаренко Г.Е. Левые сдвиги со сжатием в структуре юго-западного обрамления Омолонского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995.
3. Гагиев М.Х. Стратиграфия и конодонты среднего палеозоя Северо-Востока СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ, 1991. 39 с.
4. Геологическая карта СССР. Лист Q-56,57 – Среднеколымск. Масштаб 1 : 1000 000. Новая серия. Объяснительная записка / Ред. В.С. Шульгина, Л.М. Натапов. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
5. Гончар В.В., Драчев С.С. Реконструкция разновозрастных полей тектонических деформаций и напряжений при помощи кинематического анализа структур разрушения // Физика Земли. 1993. № 12. С. 22–28.

6. *Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. Москва: Недра, 1990. 334 с.
8. *Казаков А.Н.* Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм // Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Ленинград: Недра, 1980. С. 2–14.
9. *Караго Е.А., Шпетный А.П.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-56-XXIV. Объяснительная записка. Л. ВСЕГЕИ, 1982. 113 с.
10. *Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
11. *Колесов Е.В.* Палеомагнитные характеристики среднепалеозойских отложений Омолонского массива // Магматизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и северо-востока Азии. Магадан: СВКНИИ, 1981. С. 68–74.
12. *Кудлей Е.Н.* Государственная геологическая карта СССР. Серия Среднеколымская. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-56-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 90 с.
13. *Кузнецов В.М.* Юго-западная граница Омолонского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975. С. 42–48.
14. *Кузнецов В.М.* Дуговые разломы Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1991. С. 39–46.
15. *Ложкина Н.В.* Естественная остаточная намагниченность верхнетриасовых отложений Омолонского массива // Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 97–106.
16. *Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф.* Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–86.
17. *Натальин Б.М.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 124 с.
18. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
19. *Парфенов Л.М., Натальин Б.М.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 5. С. 1132–1135.
20. *Савостин Л.А., Бондаренко Г.Е., Сафонов В.Г., Павлов В.Э.* Структурная эволюция юго-западного обрамления Омолонского массива в юрское время // Геотектоника. 1994. № 5. С. 46–62.
21. *Савостин Л.А., Павлов В.Э., Сафонов В.Г., Бондаренко Г.Е.* Отложения нижней и средней юры на западе Омолонского массива (северо-восток России): условия образования и палеомагнетизм // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 4. С. 481–486.
22. *Талент Дж.А.* Взаимоотношения между литосферными блоками на северо-востоке СССР: автотоны или пришельцы издалека? // Геотектоника. 1990. № 2. С. 123–125.
23. *Терехов М.И.* Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.
24. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.
25. *Храмов А.Н.* Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Москва: Наука, 1988. С. 141–153.
26. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
27. *Худoley А.К., Соколов С.Д.* О роли сдвигов в тектонике юго-запада Корякского нагорья // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 74–76.
28. *Чехов А.Д.* Строение и развитие мезозойд Северо-Востока СССР. Часть 2. Препринт. Магадан: СВКНИИ, 1990. 79 с.
29. *Шапиро М.Н., Ганелин В.Г.* Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.
30. *Шарковский М.Б.* Тектоника Колымо-Индибирского междуречья // Геотектоника. 1975. № 6. С. 44–60.
31. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
32. *Шипунов С.В.* Основы палеомагнитного анализа: теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с.
33. *Bingham C.* An antipodally symmetric distribution on the sphere // Ann. Stat. 1974. Vol. 2. P. 1201–1225.
34. *Demarest H.H.* Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // Journal of Geophysical Research. 1983. Vol. 88. № B5. P. 4321–4328.
35. *Fisher R.A.* Dispersion on sphere // Proc. R. Soc. London, 1953. Ser. A. № 217. P. 295–305.
36. *Fujita K.* Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia // The journal of geology. 1978. Vol. 86. № 2. P. 159–172.
37. *Halls H.C.* A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. Vol. 45. № 5. P. 297–304.
38. *Khramov A.N., Ustritsky V.I.* Paleopositions of some northern Eurasian tectonic blocks: paleomagnetic and paleobiologic constraint // Tectonophysics. 1990. Vol. 184. P. 101–109.
39. *Kirshvink J.L.* The last-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophysical journal research. Ast. Society. 1980. Vol. 2. P. 699–718.

40. McElhinny M.W., Lock J. Global Paleomagnetic Database Project // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1990. Vol. 63. № 1. P. 1–6.
41. Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 100. № 11. P. 1666–1703.
42. Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // *Journal of Structural Geology.* 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

Рецензенты: М.Л. Баженов, Н.А. Богданов

## New Geologic and Paleomagnetic Data on the Jurassic–Cretaceous History of the Omolon Massif

G. E. Bondarenko\* and A. N. Didenko\*\*

\**Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Moscow*

\*\**Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Comprehensive investigations (structural–geometric and kinematic analyses of folding and faults and paleomagnetic analysis of Jurassic deposits) were conducted within the western part of the Omolon massif and the Sugoi orogenic zone. The results indicate that these tectonic units underwent significant lateral movements relative to each other and relative to the Siberian continent in the Late Mesozoic. Offsets of a few hundred kilometers were accommodated primarily by a system of sinistral faults, most of which operated within the Sugoi zone, and were accompanied by counterclockwise rotation of the Omolon massif and individual tectonic blocks in the Sugoi zone relative to Siberia through angles of 30° to 70°. In cross-section, the northern part of the Sugoi orogenic zone exhibits variable vergence, which is typical of compression fault zones.

УДК 551.243.3(571.53)

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ГЕНЕЗИС СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

© 1997 г. А. В. Малых

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 28.03.95 г.

На основе большого фактического материала, полученного в последние годы в связи с широким развертыванием на юге Сибирской платформы геолого-геофизических исследований, нефтегазопроискового, разведочного и колонкового калиепоискового бурения, проведен сравнительный анализ складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра, выявлены основные черты их строения. На основе кинематической интерпретации тектонических полей напряжений в отдельных структурных зонах и региональных реконструкций рассмотрены вопросы их генезиса, предполагаемые источники складкообразующих сил, а также характер соотношения платформы и ее складчатого обрамления. Соляные антиклинали представляют собой типичные складки течения, возникшие под воздействием как тангенциальных, так и вертикальных складкообразующих сил, а по соотношению с подсолевым ложем принадлежат к классу бескорневых, реже к надразломным. Их формирование определялось глобальным и региональным полями напряжений, существовавшими в фанерозе.

Восточная часть Иркутского амфитеатра является одним из наиболее благоприятных полигонов для выявления основных пространственных закономерностей размещения различных типов складчатости, а также изучения их кинематической природы. В этом регионе осадочный чехол смят в системы сложных складов, простирающихся в целом субпараллельно Байкальской складчатой области и отличающихся зональностью в расположении разных морфологических типов структур от полной голоморфной (по классификации В.В. Белоусова) вблизи края платформы через промежуточную к прерывистой [7, 8, 14]. Несмотря на то, что характеристике складчатых дислокаций отдельных структурных зон этого региона посвящены работы многих исследователей, лишь в последние годы в связи с широким развертыванием геолого-геофизических исследований, нефтегазопроискового, разведочного и колонкового калиепоискового бурения на юге Сибирской платформы стало возможным проведение сравнительного анализа складчатых структур и на основе кинематической интерпретации тектонических полей напряжений и региональных реконструкций в отдельных структурных зонах рассмотрение вопросов их генезиса.

Как известно, разрез осадочной толщи юга Сибирской платформы, представленный рифейскими и преимущественно венд-нижнепалеозойскими отложениями, построен ритмично и характеризуется определенным парагенезом горизонтальных и вертикальных рядов формаций. Во

внутренних частях региона он представляет собой трехслойную систему, в которой средняя соленосная толща по своим физико-механическим свойствам резко анизотропна и отличается от надсолевой существенно терригенной и подсолевой терригенной и терригенно-карбонатной, что предопределило резкую дисгармоничность осадочного чехла и несоответствие структурных планов на разных уровнях среза. Соленосная толща представляет собой сложную систему многократного переслаивания карбонатных (известняки и доломиты), гипс-ангидрит-доломитовых пород и каменной соли. К периферии платформы каменная соль замещается сульфатно-карбонатными породами. Наличие в разрезе нескольких соленосных уровней, разделенных межсолевыми карбонатными породами, обусловило в целом зависимость одного уровня от другого и общую дисгармоничность разреза.

В надсолевом комплексе по подошве верхней свиты среднего-верхнего кембрия, следуя с востока на запад и с юга на север, нами выделяются следующие структурные зоны (рис. 1): Прибайкальская и Приленская – линейных полных складок; Божеханская, Киренгская и Пеледуйская – гребневидных и коробчатых складок; Качугская и Марковская – валообразных структур; Соснинская и Непская – линейных гребневидных и коробчатых складок; Илимско-Ленское и Гаженское структурные плато – брахиантиклиналей и куполов. Вблизи края платформы складки узкие, высокоамплитудные, как правило, опрокинуты на

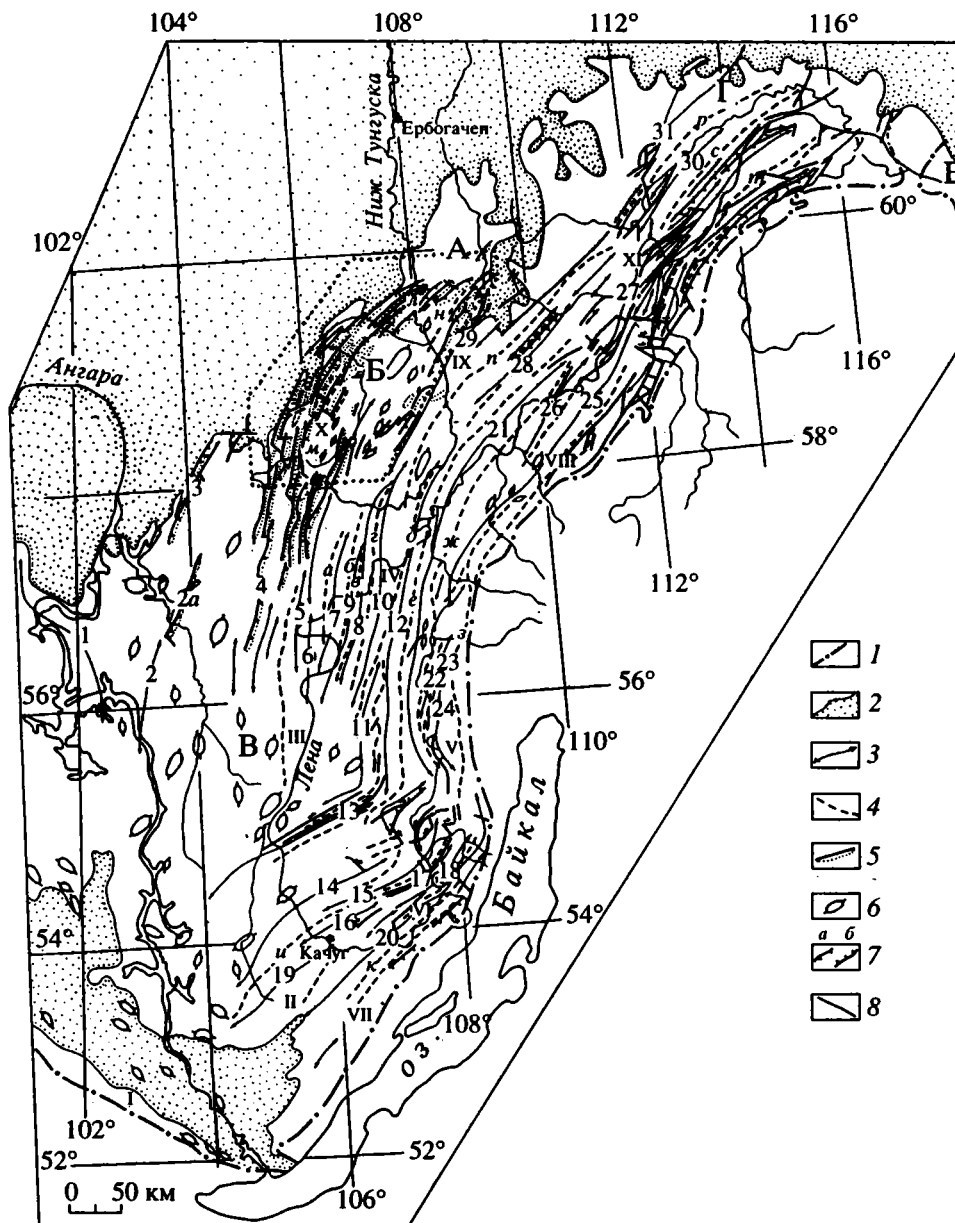


Рис. 1. Схема тектонического районирования венд-нижнепалеозойских отложений восточной части Иркутского амфитеатра.

1 – граница складчатого обрамления; 2 – площадь развития герцинских и мезозойских образований; 3 – линейные антиклиналы, валы, валообразные поднятия; 4 – прогибы и крупные синклинали; 5 – складко-надвиги, складко-взбросы и сложные антиклиналы; 6 – брахиантиклиналы и купола; 7 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – взбросы, взбросо-сдвиги (стрелка – направление смещения по разрывам); 8 – разрывные нарушения неустановленного генезиса. Структурные формы верхнего надсолевого структурного подкомплекса: А – Преображенское поднятие; Б – Гаженское, В – Илим-Ленское структурные плато; Г – Нюйско-Джербинская, Е – Березовская впадины. Зоны складок: I – пологих структур Присаянья, II – Качугская, III – Илим-Орленгская, IV – Марковская, V – Киренгская, VI – Божеханская, VII, VIII – Прибайкальская и Приленская, IX – Соснинская, X – Непская, XI – Пеледуйская. Цифры – крупные положительные структуры: валы: 1 – Братский, 2, 2а – Литвинцевский вал и складко-надвиг, 5 – Усть-Кутский, 6 – Соновский, 7 – Казаркинский, 8 – Таюрский, 9 – Бочактинский, 10 – Марковский, 11 – Орленгский, 12 – Кривоуцкий, 13 – Жигаловский, 14 – Верхоленский, 15 – Уянский, 16 – Качугский, 17 – Ковылевский, 18 – Чемборчанский, 19 – Ахинский, 22 – Верхнехандинский, 23 – Шароборский, 24 – Новоселовский, 26 – Иванушковский, 28 – Мулисминский, 30 – Средненюйский, 31 – Чаинский; складко-надвиги: 3 – Тубинский, 4 – Каймоновский; мегавалы: 20 – Божеханский, 21 – Киренгский, 25 – Чечуй-Чайский, 27 – Пеледуйский, 29 – Соснинский.

Буквы – крупные отрицательные структуры (прогибы): а – Королихинский, б – Кокуйский, в – Малотирский, г – Рассохинский, д – Леоновский, е – Макаровский, ж – Осино-Кутулакский, з – Нижнеульканский, и – Верхнеилгинский, к – Самодурово-Вяткинский, л – Ершовский, м – Суриндинский, н – Болванинский, п – Лено-Тунгусский, р – Нюйско-Хамринский, т – Витимо-Джербинский, у – Большепатомский. Точечный контур – местоположение рис. 2.

северо-запад и осложнены продольными и поперечными разрывами. Вглубь платформы постепенно увеличивается ширина складок, уменьшается их амплитуда, хотя вергентность складчатости сохраняется. Единая ориентировка осевых поверхностей складок, их вергентность, виргация и дискретность в пространстве свидетельствуют, что они представляют собой единый структурный парагенезис.

Приленская и Прибайкальская структурные зоны (см. рис. 1) протягиваются узкой, до 30–50 км, полосой вдоль обрамления платформы. В их пределах осадочный чехол смят в узкие линейные складки длиной в десятки и первые сотни, шириной – первые километры, с амплитудой, нередко превышающей 1000 м. В северо-западном направлении вкост простирания складок увеличивается их ширина, уменьшается амплитуда и углы наклона слоев. Складки южной оконечности Приленской зоны при сочленении с Прибайкальской в верховьях р. Улькан образуют, как и другие зоны, сигмоидальный изгиб, далее следуют субмеридионально, а от широты г. Киренска их оси снова ориентируются на северо-восток, повторяя контур складчатого обрамления. В вершине Патомской дуги они разворачиваются в субширотном направлении, где притыкаются к Уринскому поднятию. Последний от складок Приленской зоны отделяется с запада Кудуктинским сбросом амплитудой до 1000 м, который на северном продолжении переходит в Джербинско-Патомскую флексуру [21]. На участке субмеридионального простирания Приленская зона очень узкая и сильно сжата, складки часто располагаются кулисообразно, притыкаясь под углом до 15°–20° к Северо-Байкальскому дугообразному выступу складчатого обрамления. По простиранию зоны вдоль выступа расположена узкая полоса прогибов, выполненных ордовикскими отложениями повышенной мощности. М.А. Жарковым и Г.А. Кузнецовым [6] они ранее выделялись в Кутимо-Чуйскую синклиналиную зону.

К западу от Прибайкальской и Приленской зон складчатость переходит от полной к промежуточной и от подобной к дисгармоничной с развитием соляных ядер, сложенных преимущественно каменной солью усольской свиты нижнего кембрия. Здесь выделяются с юга на север в виде непрерывной полосы Божеханская, Киренская и Пеледуйская структурные зоны, которые имеют сходное строение. Наиболее изучена К и р е н г с к а я зона, занимающая центральное положение в регионе и прослеживающаяся на 600 км при ширине 60–90 км. Главными структурами в ней являются Киренгский мегавал и Осино-Кутулакский прогиб.

Киренгский мегавал имеет длину порядка 500 км, ширину 15–20 км и амплитуду до 700–1000 м.

Структура резко асимметрична, юго-восточное крыло более пологое (30°–50°), западное – крутое (до 70°–80°) и на значительном протяжении осложнено Киренгско-Пеледуйским разломом. В поперечном сечении на сложно гофрированном своде выделяются до трех цепей линейных антиклиналей амплитудой до 300 м и размером от 2 × 1 до 60 × 7 км, расположенных субпараллельно или кулисно. Внутреннее строение мегавала также сложное. По данным бурения в районе г. Киренска ядро его сложено соленосными отложениями усольской свиты мощностью до 1356 м; а вышележащие соли бельской и ангарской свит выжаты со свода на крылья структуры. По данным сейсмоки в подсолевых отложениях мотской свиты вдоль вала прослеживается поднятие шириной более 20 км, амплитудой 50–80 м по восточному крылу и 100–150 м – по западному [5], осложненное зонами нарушений, которым соответствуют резкие градиенты магнитного и гравитационного полей [18].

Осино-Кутулакский прогиб шириной до 30–40 км и длиной 400 км слагает восточную часть Киренгской структурной зоны и характеризуется выположенными структурными формами коры тообразного строения. По подсолевым отложениям мотской свиты он представляет собой в центральной части моноклинали с погружением на юго-восток.

В Пеледуйской структурной зоне идентичными вышеохарактеризованным структурам являются Пеледуйский (Мухтуйский) мегавал и Витимо-Джербинский прогиб, а в Б о ж е х а н с к о й – Божеханский мегавал и Самодурово-Вяткинский прогиб (см. рис. 1).

Пеледуйский мегавал прослеживается от р. Пеледуй до г. Ленска на расстоянии более 400 км. Простирание северо-восточное, на северном замыкании становится субширотным, разделяясь Контайской синклиналию на Южно-Мухтуйскую и Северо-Мухтуйскую антиклинали. Ширина мегавала 25–30 км, северо-западное крыло крутое (50°–60°), юго-восточное – пологое (до 20°), амплитуда – до 1000–1200 м. Внутреннее строение, подобно Киренгскому мегавалу, сложногофрированное с развитием отдельных цепей антиклиналей и синклиналей.

Божеханский мегавал трассируется на 300 км от пос. Усть-Орда до верховьев рек Лены и Киренги, где складчатость усложняется с развитием продольных и поперечных дугообразных взбросов, сбросов, надвигов и сдвигов, в совокупности создающих на стыке с Приленской и Киренгской зонами разломный узел с образованием блока вращения по системе правых сдвигов размером 40–60 км. Простирание мегавала СВ 40°–50°, ширина достигает 12 км, углы наклона крыльев – до 18°, амплитуда – до 1000 м [24].



Самодурово-Вяткинский прогиб прослеживается от пос. Усть-Орда до верховьев р. Лены, где его северо-восточная ориентировка меняется на субмеридиональную. Длина – до 160 км, ширина – 12–35 км, амплитуда – до 1000 м. В поперечном сечении прогиб имеет сходное строение с Осино-Кутулакским прогибом, имеет плоское днище и крутые крылья [25].

Марковская и Качугская зоны складок сложены валами и разделяющими их прогибами, создающими пологую волнообразную дислоцированность надсолевой толщи.

В Марковской зоне в поперечном сечении при ее ширине 60–100 км насчитывается до шести валов. Расстояния между осями соседних валов или прогибов в среднем составляют 20–25 км, дислоцированность убывает в северо-западном направлении вплоть до полного затухания, при этом западные крылья валов обычно более крутые ( $5^{\circ}$ – $6^{\circ}$  до  $10^{\circ}$ ), чем восточные. Наиболее изучен Марковский вал, вмещающий известное Марковское месторождение углеводородов. Он прослеживается на 240 км при ширине до 25–30 км, амплитудой до 450–500 м. Соленосные отложения в пределах вала дислоцированы сильнее подсолевых и надсолевых с развитием соляного ядра в усольской свите и отжиманием солей в бельской и ангарской свитах. По данным бурения, максимальная мощность усольской свиты (до 1000 м) отмечается в осевой части вала, на крыльях она уменьшается до 400 м [5]. По материалам сейсмо- и электроразведки по обе стороны от свода в соленосной толще фиксируются разрывные нарушения.

В Качугской зоне также выделяется серия валов и разделяющих их прогибов. Протяженность валов 50–200 км, ширина – 10–35 км, амплитуды вблизи Божеханской зоны – 300–350 м, к северо-западу уменьшаются до 60–100 м [24]. К северо-востоку зона сужается, образуя входящий угол между Жигаловским валом, ограничивающим с северо-запада Качугскую зону, и Божеханским мегавалом на стыке с Киренгской зоной.

Жигаловский вал является надразломной складкой, возникшей вдоль разлома фундамента и имеющей соляное ядро в усольской свите [5, 27]. Простирается вала  $60^{\circ}$ – $75^{\circ}$ , длина – более 200 км при ширине 12–15 км, амплитуда достигает 1000 м. Крылья и свод структуры осложнены продольными и поперечными разрывными нарушениями.

К северо-западу от Марковской зоны на широте г. Киренска складчатость затухает и появляется обширное поле слабодислоцированных отложений, получившее название Тирской зоны [8, 14]. Последняя разделяет на юге Марковскую и Непскую структурные зоны, а к северу в верховьях р. Непы переходит в Гаженское структурное плато размером  $60 \times 120$  км [10, 17]. Плато ограниче-

но со всех сторон относительно узкими и глубокими прогибами, Непской и Соснинской структурными зонами. В пределах плато на фоне слабодислоцированных отложений выделяются в междуречье Непы и Гаженки несколько брахиантиклиналей северо-восточного простирания (Мариктинская, Заводская, Дотконская), разделенных синклиналями. Наиболее крупная из них – Заводская в центральной части Непского месторождения сильвинитов имеет длину более 40 км, ширину – 4–6 км, амплитуду – до 120 м. По данным бурения брахиантиклинали являются типичными представителями бескорневых складок со слабодислоцированным ложем карбонатных пород булайской свиты нижнего кембрия и соляными ядрами в низах ангарской свиты.

Соснинская и Непская структурные зоны характеризуются резким возрастанием напряженности складчатых и разрывных дислокаций. Соснинская зона расположена на северном продолжении Марковской и состоит из ряда узких линейных гребневидных антиклиналей, разделенных более широкими прогибами и синклиналями. Ширина зоны в бассейне р. Нижней Тунгуски 30–35 км, на р. Чоне – до 50 км. Соснинский мегавал является наиболее крупной структурной зоной. На юге в бассейне р. Поймыга он кулисообразно причленяется к Марковскому и Бочактинскому валам Марковской зоны, а в северном направлении усложняется, переходя в сложно построенную структуру, подобно Киренгскому мегавалу, с шириной свода до 15 км и наличием ряда гребневидных антиклиналей, группирующихся в три ветви. Соляное ядро структуры сложено солями усольской свиты мощностью, по данным бурения, 1138 м. По материалам сейсмо- и электроразведки, мегавал представляет собой надразломную структуру, выраженную в подсолевых отложениях и фундаменте. В фундаменте он контролируется Соснинским взбросо-сдвигом, а в подсолевых отложениях проявлен в виде структурного мыса, осложненного разрывными нарушениями [17]. С северо-запада мегавал граничит с Болванинским прогибом, который рассекается линейными складко-взбросами, сходными со структурами Непской зоны и имеющими углы схождения осей до  $30^{\circ}$ – $40^{\circ}$ . Среди наиболее крупных здесь выделяются Гаженская, Делоконская и Норигондинская складко-взбросы.

В Непской зоне дислокации на юге Сибирской платформы группируются в две ветви: Литвинцевско-Тубинскую и Кутто-Непскую. Первая вытянута от р. Ангары до верховьев р. Катанги, вторая трассируется от р. Куты в бассейн рек Непы и Нижней Тунгуски на расстоянии 400 км, где затухает, испытывая дугообразные развороты осей складок в месте крестообразного сочленения ветвей Непской и Соснинской зон и срезание их поперечными правыми сбросо-сдвигами [23].

Наиболее ярко ее структурные особенности проявлены в бассейне р. Непы. К югу складки постепенно рассредоточиваются, упрощаются и затухают южнее г. Усть-Кута. Максимальную ширину до 70 км зона имеет в верховье р. Непы, сокращаясь в нижнем ее течении до 35 км, а на р. Нижней Тунгуске – до 28 км. Складки располагаются кулисообразно и группируются в два пучка, один из которых, Непский, трассируется через коленообразный изгиб р. Непы в район д. Данилово и Потемино; другой, Волоконский, пересекает р. Непу в районе д. Волокон и утыкается в Гаженское структурное плато. В целом Непская зона образована сложным сочетанием надвигов, взбросов, взбросо-сдвигов и пликативных дислокаций. На юге она представлена валами, сходными с таковыми в Марковской зоне (Устькутский вал, южная часть Литвинцевского вала, Купская антиклиналь), с соляными ядрами преимущественно в усольской свите. В бассейне р. Непы в составе зоны преобладают сложно построенные антиклинали типа складко-взбросов. Складки очень протяженные и узкие, осложнены продольными и поперечными разрывами, длина их до 150 км, ширина – 1–3,5 км, амплитуда – до 750 м. Соляные ядра структур сложены преимущественно солями ангарской свиты, однако галокинез интенсивно проявлен на отдельных складках в усольской и бельской свитах нижнего кембрия.

Проведенный сравнительный анализ выше охарактеризованных складчатых дислокаций восточной части Иркутского амфитеатра и материалы геолого-геофизических исследований и глубокого бурения показывают, что, несмотря на все их разнообразие, им присущи некоторые общие черты. При этом устанавливается, что морфология и размеры складок существенно зависят от нескольких факторов: глубины заложения соляного ядра, мощности соленосных горизонтов и соленасыщенности разреза, степени воздействия фундамента и подсолевых отложений на соленосную толщу. Однако во всех случаях отчетливо проявляется дисгармоничность чехла, где подсолевая толща, будучи “припаянной” к фундаменту, в целом слабее деформирована, чем соленосная и надсолевая, а большинство положительных структур имеют соляные ядра на уровне усольской, реже ангарской свит и не имеют корней в подсолевых отложениях. При наличии соляного ядра в нижних горизонтах чехла возникали более пологие и крупные валообразные формы складок (Марковская зона) или надразломные сложно построенные структуры коробчатой формы (Соснинский, Киренгский мегавалы). Антиклинали с соляными ядрами в верхних горизонтах чехла имеют более узкие гребневидные формы, подобно складкам Непской зоны и Гаженского плато. Последние сформированы за счет каменных и калийных наиболее пластичных солей в низах ангарской свиты.

Вопрос о генезисе соляных структур является одной из сложнейших проблем тектоники юга Сибирской платформы, особенно о происхождении Непских дислокаций. Одни видят причину их образования только в воздействии на платформу Байкальской складчатой области [11, 26], другие – в тангенциальных усилиях, возникающих при вращательном сдвиге масс земной коры [19] или при горизонтальном перекашивании поверхности фундамента по системе параллельных сдвигов [22]. Однако большинство исследователей едины во мнении, связывая формирование соляных структур с пластическим перераспределением солей.

Комплексный анализ малых структурных форм на складках Непской и Соснинской зон позволил выявить пять возможных полей напряжений, создавших общий рисунок складчато-разрывных дислокаций складчатого чехла (рис. 2). Первое поле напряжений (блок-диаграмма I) отвечает условиям горизонтального сжатия, при котором траектории осей максимальных сжимающих напряжений  $\sigma_3$  располагаются субгоризонтально и перпендикулярно осям складом, а максимально растягивающих напряжений  $\sigma_1$  – субвертикально, траектории средних напряжений  $\sigma_2$  ориентируются параллельно формирующейся складке. Этому ограниченно проявившемуся полю напряжений отвечают относительно простые складки и складко-надвиги со сравнительно полными крыльями.

Второе поле напряжений, проявившееся повсеместно, наиболее характерно для сильно сжатых и сложно построенных складко-надвигов и складко-взбросов. От первого поля оно отличается перераспределением осей  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  в пространстве при неизменном положении оси  $\sigma_2$  (блок-диаграмма II). Как следует из теоретических разработок М.В. Гзовского, подобное поле напряжений характерно для складок поперечного изгиба.

В третьем поле (блок-диаграмма III) по сравнению со вторым переориентированы в горизонтальной плоскости оси промежуточных и максимальных растягивающих напряжений при неизменном положении оси  $\sigma_3$ . Как и второе поле, оно создало сильно дислоцированные складки. Второстепенные поля напряжений (блок-диаграммы IV, V) установлены на локальных участках и характеризуются горизонтальным расположением осей максимальных сжимающих напряжений, направленных в одних случаях вдоль, в других – поперек простиранию основной складчатости. Оси максимальных растягивающих напряжений ориентируются поперек или вдоль простирания структур, промежуточные оси располагаются субвертикально.

Таким образом, анализ выявленных полей напряжений на складках Непской и Соснинской зон и типизация соляных структур [15, 17] показывают,

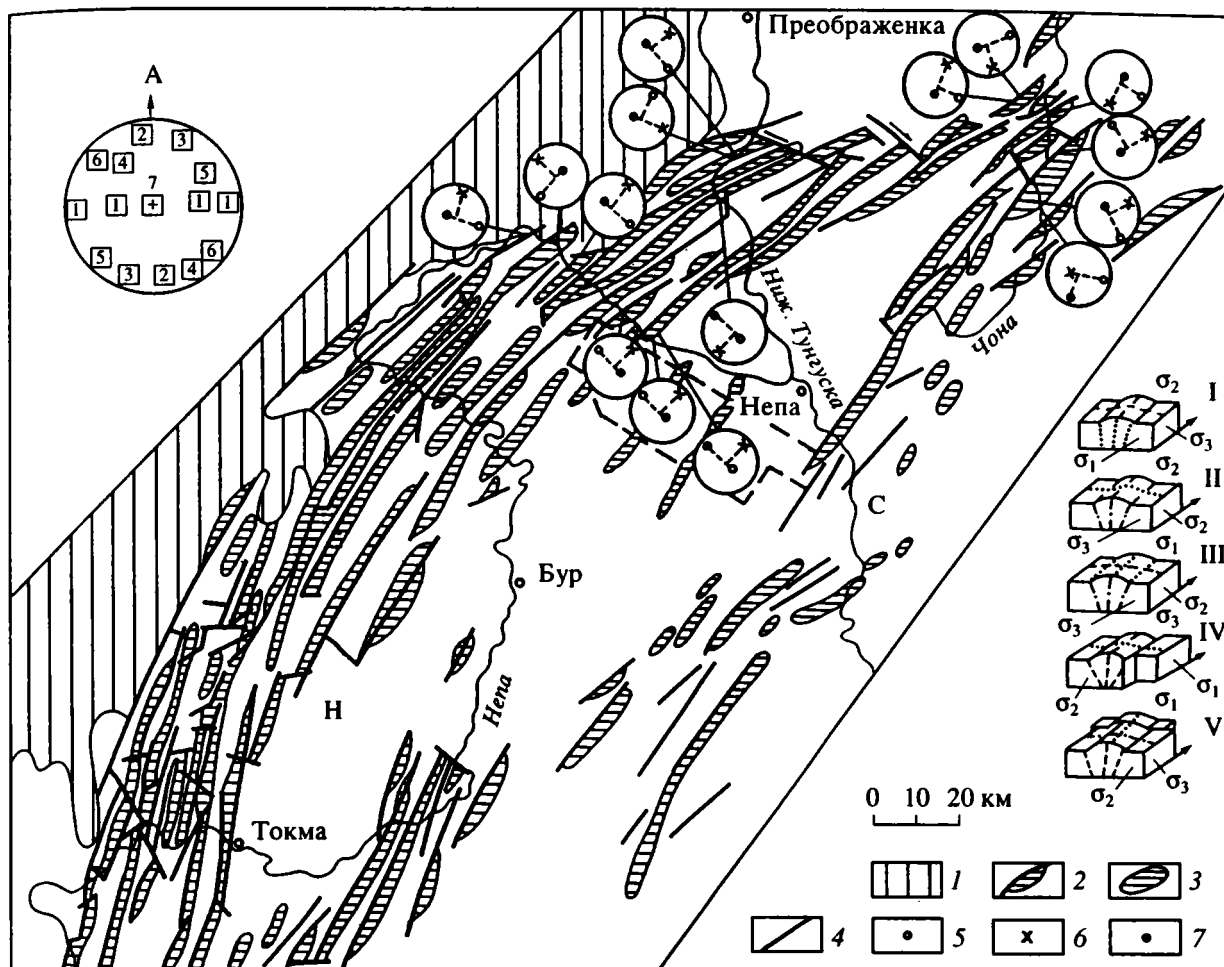


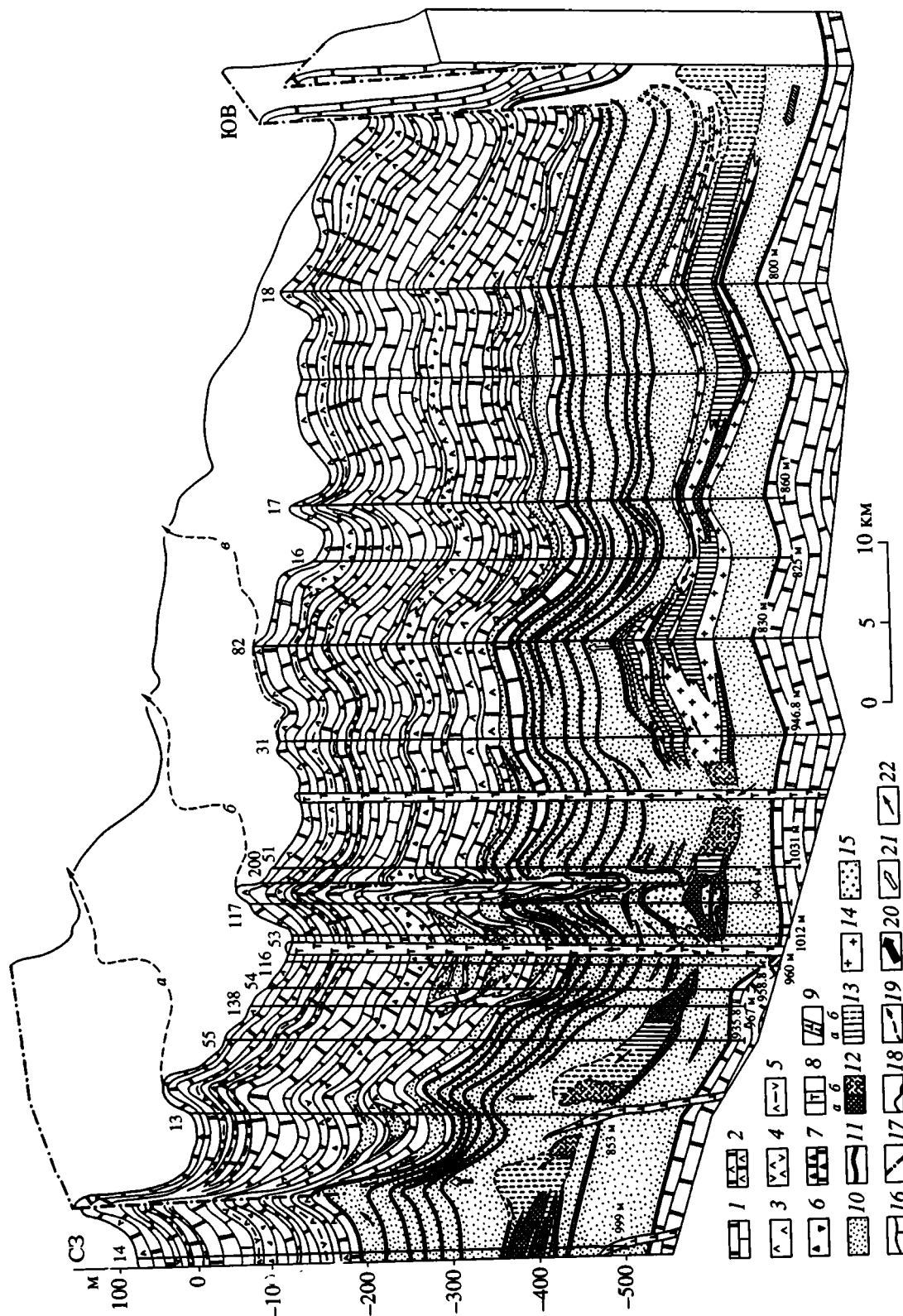
Рис. 2. Схема складчато-разрывных дислокаций надсолевой толщи и сферограммы (верхняя полусфера) ориентировок главных нормальных напряжений ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) в Непской и Соснинской зонах складок (см. рис. 1).

1 – юго-восточный борт Тунгусской синеклизы; 2 – складко-надвиги, складко-взбросы; 3 – симметричные, асимметричные антиклинали; 4 – разрывные нарушения; 5–7 – проекции осей главных нормальных напряжений: 5 – максимально растягивающих ( $\sigma_1$ ), 6 – средних ( $\sigma_2$ ), 7 – максимально сжимающих ( $\sigma_3$ ). I–V – блок-диаграммы выявленных полей напряжений зон складок: Н – Непской, С – Соснинской; на врезке А – сводная диаграмма максимумов основных систем трещин на складках Непской зоны для карбонатных пород литвинцевской свиты нижнего-среднего кембрия, пласты ориентированы простиранием на север и приведены в горизонтальное положение; цифрами обозначены максимумы полюсов продольных (1), поперечных (2), диагональных (3–6) и послойных (7) систем трещин. Пунктирный контур – местоположение рис. 3.

что они представляют в большинстве своем типичные складки течения, а по кинематической природе являются гибридными полигенными формами, возникшими под воздействием как тангенциальных, так и вертикальных складкообразующих сил. Подобные механизмы деформаций продольного сжатия и поперечного изгиба относятся к числу наиболее распространенных в природе и проявляются как в “чистом” виде, так и в различных сочетаниях между собой. Складчатые структуры создавались при активном влиянии процессов галокинеза в одних случаях силами, возникшими при тангенциальном сжатии со стороны краевой части платформы, в других – при взаимном влиянии

взбросо-сдвиговых перемещений по разрывам фундамента.

Суммируя материал по парагенезам складчатых и разрывных дислокаций и полям напряжений, можно наметить общую схему формирования складчатости на юге Сибирской платформы, в которой выделяются несколько этапов: начальный, поздний и завершающий. На начальном этапе происходило формирование под действием тангенциальных напряжений со стороны складчатого обрамления относительно простых складок продольного изгиба с волнообразным деформированием жестких слоев и образованием зачаточных соляных ядер в сводах положительных пликативных и надразломных структур.



В процессе дальнейшей эволюции произошла трансформация полей напряжений в результате прогрессирующего развития процессов соляной тектоники, связанных с интенсивными перетоками солей в результате нарушения статического равновесия и нагнетанием их в своды антиклиналей и оттока из смежных синклиналей. Траектория оси максимального сжатия  $\sigma_3$  приобрела на активно растущих антиклиналях господствующее субвертикальное положение с формированием складок поперечного изгиба. В этот этап сформировался основной рисунок складчатости региона: валы, брахиантиклинали, складко-надвиги и складко-взбросы, нередко осложненные на крыльях и сводах продольными осям разрывами.

На заключительных стадиях формирования складок на локальных участках возникло третье поле напряжений, которое является производным предыдущего при формировании складок поперечного изгиба на фоне регионального поля тангенциальных напряжений, направленных фронтально складчатости. Резкая ундуляция шарниров складок способствовала развитию на локальных участках серии поперечных и диагональных сбросов и сбросо-сдвигов при максимально растягивающих напряжениях, направленных вдоль осей складок, или поперечных взбросов и продольных сбросо-сдвигов и сдвигов при максимально сжимающих напряжениях вдоль осей складок. Эти процессы особенно проявились на сильно сжатых складках Непской зоны. Подобная модель формирования соляных структур не противоречит и экспериментальным данным [3], когда при продольном сжатии многослойной толщи складки продольного изгиба развивались на начальных стадиях процесса, а при возрастании нагрузки в верхних слоях происходило их преобразование в складки скальвания.

В процессе формирования складок широко проявилось послойное проскальзывание слоев в более жестких карбонатных породах, послойное течение солей и выжимание перекрывающих глинистых пород в надсолевой толще в процессе их раздавливания со сводов и крыльев складок в смежные синклинали с развитием мелких дисгармоничных складок. Локальные поля напряжений способствовали также формированию мелких складок с вертикальными и крутопадающими шарнирами, продольных и поперечных основной складчатости, которые являются следствием сдвиговой тектоники.

В Непской зоне при наличии мощных каменных и калийных солей в ангарской свите (более 200 м) особенно интенсивно проявилась разрывная тектоника надсолевой толщи с формированием сложного комплекса складчатых структур вдоль разломов в фундаменте. В бассейне р. Непы на этот процесс определенное влияние оказало внедрение Усольского траппового силла в соленосную толщу усольской и бельской свит и туфовых железорудных трубок взрыва, изменивших температурный режим недр в перми-триасе и последующие стадии железорудного процесса [17]. В Гаженском структурном плато, зажато между Непской и Соснинской зонами, траппы и трубки взрыва сыграли существенную роль в становлении соляных брахиантиклиналей.

Механизм сложных перемещений солей в этих структурах можно проследить на Непском месторождении калийных солей, где ПГО "Иркутскгеология" была проведена его разведка колонковым бурением. Как видно на блок-диаграмме (рис. 3), основными горизонтами пластического течения здесь явились калиеносная зона и каменная соль нижней части разреза ангарской свиты при сравнительной жесткости и инертности к перетокам подстилающей каменной соли, нижнего горизонта сильвинитов и слабо деформированных карбонатных пород булайской свиты. Дополнительными факторами, способствовавшими развитию соляного тектогенеза в Непском калиеносном бассейне, могли быть: 1) тепловое расширение соли в условиях повышенной температуры и более высокая ее пластичность; 2) процесс превращения ангидрита в гипс с увеличением при этом объема породы на 30%; 3) преобразование карналлита в сильвинит с уменьшением объема породы примерно вдвое; 4) процессы выщелачивания и перекристаллизации солей и др. [16, 17].

Время начала складчатых процессов в регионе и формирование складчатости по комплексу факторов нами оценивается как поздний девон до раннего карбона [17]. В дальнейшем складчатые структуры испытали несколько структурных перестроек и деформаций пород в периоды активизации тектонических движений, чередовавшихся с фазами относительного тектонического покоя. Фазы активизации отвечали рубежам поздней

Рис. 3. Блок-диаграмма и кинематическая модель формирования структуры Непского месторождения калийных солей (см. рис. 2).

1 – доломиты, известняки; 2 – доломито-ангидриты; 3 – ангидриты; 4 – гипсо-ангидриты; 5 – глинистые гипсо-ангидриты; 6 – гипсо-ангидритовая брекчия; 7 – доломито-гипсо-ангидритовая брекчия; 8 – туфовые трубки взрыва; 9 – дайки долеритов; 10 – каменная соль; 11 – маркирующие горизонты доломито-ангидритов и ангидритов; 12 – сильвиниты: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – то же карналлиты; 14 – каменная соль с включениями, прослоями и в переслаивании с карналлитами и сильвинитами; 15 – карбонат-ангидрит-галитовые породы зон замещения; 16 – скважины колонкового бурения; 17 – разрывные нарушения; 18 – структурная поверхность подошвы верхолонской свиты; 19 – оси брахиантиклиналей: а – Мариктинской, б – Заводской, в – Дотконской; 20–22 направление: 20 – сил динамического сжатия, 21 – поперечных складкообразующих сил, 22 – возможных перетоков каменных и калийных солей.

перми и раннего триаса, раннего и среднего триаса, поздней юры и раннего мела, позднего мела и палеогена и завершились в кайнозой. Они подтверждаются, помимо других факторов, К–Аг датировками сильвинитов Непского калиевого бассейна, фиксирующими фазы преобразования, перекристаллизации и деформации солей. При этом максимум датировок возраста приходится на кайнозойский этап, хотя первичный возраст калийных солей – раннекембрийский [17].

Нам представляется, что формирование современного рисунка складчато-разрывных дислокаций осадочного чехла юга Сибирской платформы определялось глобальным и региональным полями напряжений, существовавших в фанерозое. Глобальное поле было обусловлено вращением Евразийского континента под действием ротационных сил Земли. Признавая, что основной этап складчатости осадочного чехла был связан со среднепалеозойской тектоно-магматической активизацией платформы, приходим к выводу, что направление главных нормальных сжимающих напряжений в этом поле по проявлению разрывов в девоне–раннем мелу [4] было ориентировано субмеридиально, а максимально касательных напряжений в вершине Патомской дуги и южном фазе Иркутского амфитеатра – диагонально.

Региональное поле на юге платформы определялось ее взаимодействием с Саяно-Байкальской складчатой областью. Оно обусловило образование структур сжатия и линейный зональный характер складчатости. При этом главным генератором горизонтальных напряжений явилось смещение Сибирской платформы относительно Саяно-Байкальского складчатого пояса к югу при некотором ее вращении. Этим вращением можно объяснить резкую контрастность дислокаций в Иркутском амфитеатре: сложную и интенсивную со стороны Байкало-Патомской дуги и отсутствие таковой со стороны Присяяня. При этом подвиг обычно сочетался с левосторонними сдвиговыми смещениями. Подобная кинематическая картина по мере обрастания платформы складчатыми зонами была характерна для всего гетерогенного континента от Охотского моря до Енисея [9]. В Байкало-Патомской дуге, где оси максимального сжатия были расположены ортогонально к простиранию складок и образуют веер, сходящийся в бисекторной зоне, подобные движения и последующие процессы в мезозое–кайнозой вызвали, как уже отмечалось, по обе стороны от пограничной зоны образование структур сжатия.

В складчатом обрамлении получили широкое распространение чешуйчато-покровные, шарьяжные и надвиговые структуры, отдельные блоки оказались вдвинутыми в пространство платформы с тенденцией запрокидывания в этом направлении складчатых дислокаций с углами опрокинутых

слоев до 20°–30°. По данным Ю.П. Попова [20], в Западном Прибайкалье на субмеридиальном отрезке зона сочленения представлена пологими надвигами пород верхнего протерозоя и венда на нижний кембрий с амплитудой горизонтальных перемещений аллохтонных пластин до 8–9 км. Но наиболее интенсивное развитие покровно-складчатые и надвиговые структуры получили в Северо-Байкальском нагорье, где Северо-Байкальский выступ, по-видимому, представляет собой фронтальную часть крупной аллохтонной пластины, срезая фациальные границы и изопакиты мощностей венд-кембрийских отложений. Судя по нашим построениям, ширина перекрытой части автохтона может здесь достигать 40–50 км на основании наличия в тыловой части пластины “окна” пород, представленных венд-кембрийскими известняками и породами трехчленного байкальского комплекса. Другими исследователями [1, 2 и др.] это “окно” трактуется как Большеминский грабен. Во фронтальной части Северо-Байкальского выступа отмечаются сгущивание Божеханской и Киренгской структурных зон, блоки вращения на их стыках и резкая смена их ориентировки с северо-восточной на субмеридиальную.

Развиваемые некоторыми исследователями представления о широком распространении в осадочном чехле внутренних участков платформы поверхностей шарьяживания [12] или тем более поднадвиговых и шарьяжных зон в фундаменте, перспективных в нефтегазоносном отношении [13], на наш взгляд, сильно преувеличены и не соответствуют действительности. В этих районах, как было показано выше, плоскости облегченного скольжения и пластические перетоки солей были приурочены преимущественно к надосинской части разреза усольской свиты. Подосинская маломощная пачка солей и подсолевая толща, будучи “припаянной” к фундаменту, составляла с ним тектонически единое целое, в результате чего разрядка напряжений происходила чаще путем образования разрывов, имеющих, по-видимому, взбросо-сдвиговую природу.

В формировании структурного рисунка Непской и Соснинской зон складчатости существенную роль сыграли сдвиговые смещения фундамента по зонам Ангаро-Вилуйского, Каймоновского и Соснинского глубинных разломов, правосторонний характер смещения которых определялся вращением Сибирской плиты. Вертикальная составляющая сдвиговых движений была сравнительно невелика и, судя по геолого-геофизическим данным и данным глубокого бурения, редко превышала первую сотню метров. При наложении на складчатость продольного сжатия сдвиговых движений отдельных блоков фундамента по зонам разломов возникали дополнительные поперечные усилия снизу, которые значительно усилили эффект соляного тектогенеза, а при

наличии в бассейне р. Непы мощных каменных и калийных солей в ангарской свите способствовали созданию сложной мозаики складчато-разрывных дислокаций.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александров В.К.* Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 101 с.
2. *Артемьев А.Н., Цыпуков Ю.П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Объяснительная записка. М.: Недра, 1967. 48 с.
3. *Бондаренко П.М.* Проблемы и перспективы экспериментального изучения конседиментационных дислокаций // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1982. С. 22–24.
4. *Долицкий А.В.* Образование и перестройка тектонических структур. М.: Недра, 1985. 218 с.
5. *Дубровин М.А.* Соляная тектоника Верхнеленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 94 с.
6. *Жарков М.А., Кузнецов Г.А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба // Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964. С. 5–50.
7. *Замараев С.М.* Типы складчатых структур и некоторые вопросы геологической истории Иркутского амфитеатра // Там же. С. 61–92.
8. *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
9. *Замараев С.М.* Роль горизонтальных движений земной коры в развитии тектонической структуры Восточной Сибири // Проблемы тектоники земной коры. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1973. С. 57–71.
10. *Замараев С.М., Малых А.В., Гелетий Н.К.* Тектонические условия формирования галогенной формации и постседиментационная тектоника калиеносных отложений Непско-Гаженского района // Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 40–47.
11. *Иванов Б.А.* Внутриплатформенная зона линейных антиклинальных складок. М.: Наука, 1954. С. 54–69. (Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол. Вып. 1).
12. *Конищев В.С.* Тектоника областей галокинеза Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Минск: Наука и техника, 1982. 256 с.
13. *Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В. и др.* Поясная зональность покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 2. С. 434–438.
14. *Малых А.В.* К вопросу о тектоническом строении центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба // Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970. С. 107–117.
15. *Малых А.В.* Поля тектонических напряжений в складках Непской и Соснинской зон складчатости юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 31–37.
16. *Малых А.В., Гелетий Н.К.* Структурно-тектонические факторы локализации сильвинитов в Непском калиеносном бассейне // Сов. геология. 1988. № 6. С. 30–32.
17. *Малых А.В., Замараев С.М., Рязанов Г.В., Гелетий Н.К.* Тектоника центральной части Непского свода. Новосибирск: Наука, 1987. 80 с.
18. *Мандельбаум М.М., Бернштейн Г.Л.* Соляные структуры Иркутского амфитеатра // Соляная тектоника Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. С. 88–100.
19. *Одинцов М.М.* Некоторые вопросы тектонического развития платформы // Геология и геофизика. 1962. № 6. С. 15–24.
20. *Попов Ю.П.* О характере сочленения юга Сибирской платформы и Байкальской складчатой области (на примере Западного Прибайкалья) // Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970. С. 117–123.
21. *Руженцев С.В., Чжань-Бу-Чунь.* О тектонике северных частей Патомского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 37–48.
22. *Рязанов Г.В.* Морфология и генезис складок Непской зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 89 с.
23. *Рязанов Г.В., Малых А.В.* Парагенезы дислокаций осадочного чехла при горизонтальных движениях фундамента в Непской зоне (Сибирская платформа) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 4. С. 980–982.
24. *Сачук А.Н.* Тектоническое строение отдельных структурных зон Ангаро-Ленского прогиба // Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности. М.: Наука, 1965. С. 118–127.
25. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба / Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. и др. М.: Наука, 1976. 134 с.
26. *Туголесов А.Д.* К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 89–102.
27. *Цобин В.А., Адамов Е.А.* Некоторые особенности строения северо-восточной части Жигаловского вала // Геология и геофизика. 1968. № 6. С. 56–63.

Рецензент: Ю.А. Волож

## **Comparative Analysis and Genesis of Fold Structures of the Eastern Irkutsk Amphitheater**

**A. V. Malykh**

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk*

Comparative analysis of fold structures in the eastern Irkutsk amphitheater was performed on the basis of ample field data obtained in recent years from extensive geologic and geophysical surveys and core drilling performed in the course of petroleum prospecting and exploration and potassium exploration in the southern Siberian craton. The main features of the structures have been revealed; their genesis, possible nature of orogenic forces, and the relationship between the craton and its orogenic rim have been examined on the basis of a kinematic interpretation of tectonic stress fields in some structural zones and of regional reconstructions. The salt anticlines are typical flowage folds produced by the joint effect of tangential and vertical forces. With respect to the presalt substratum, they are classified as rootless folds and, less commonly, as fault warps. They developed in response to global and regional stress fields that existed during the Phanerozoic.



УДК 551.241.(517.3)

## ФРАГМЕНТЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

© 1997 г. Г. И. Макарычев

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 20.06.95 г.

Рассмотрено строение разновозрастных складчатых зон в Северной Монголии. Охарактеризованы три типа разрезов офиолитовой ассоциации, принадлежащих венд-раннекембрийскому, рифейскому и позднеархейскому океаническому бассейнам. Палеоокеаны рифея рассматриваются в качестве фрагментов позднеархейского протоокеана. Обсуждаются два варианта происхождения позднерифейско-раннепалеозойского палеоокеана. Обосновано становление континентальной коры путем преобразования ультрамафит-мафитовой коры гранитизирующими флюидами в раннем протерозое и за счет погружения с последующим плавлением гранитизированного субстрата в рифее и венд-раннем кембрии.

Территория Монголии традиционно делится на два суперблока – Северный и Южный, разделенные Главным Монгольским линеаментом. Северный суперблок характеризуется мозаичным структурным планом, аккреционным типом формирования континентальной коры и в целом представляет собой каледонскую складчатую область. Южный суперблок, напротив, отличается линейностью структурного плана и включает на севере варисскую, а на юге раннекембрийскую складчатые системы. Для него характерен коллизионный тип формирования континентальной коры. К такому выводу приходят многие исследователи. Вместе с тем аккреционный тип формирования континентальной коры применительно к структурам глубокого докембрия остается мало обоснованным.

В статье анализируется эволюция земной коры в Северном суперблоке с резко выраженным гетерогенным строением. В его пределах обособляются три крупные складчатые области, тектоническая природа которых, начиная с раннего докембрия, резко различна. Это Тувино-Монгольский микроконтинент и мегазоны Западной и Центральной Монголии (рис. 1).

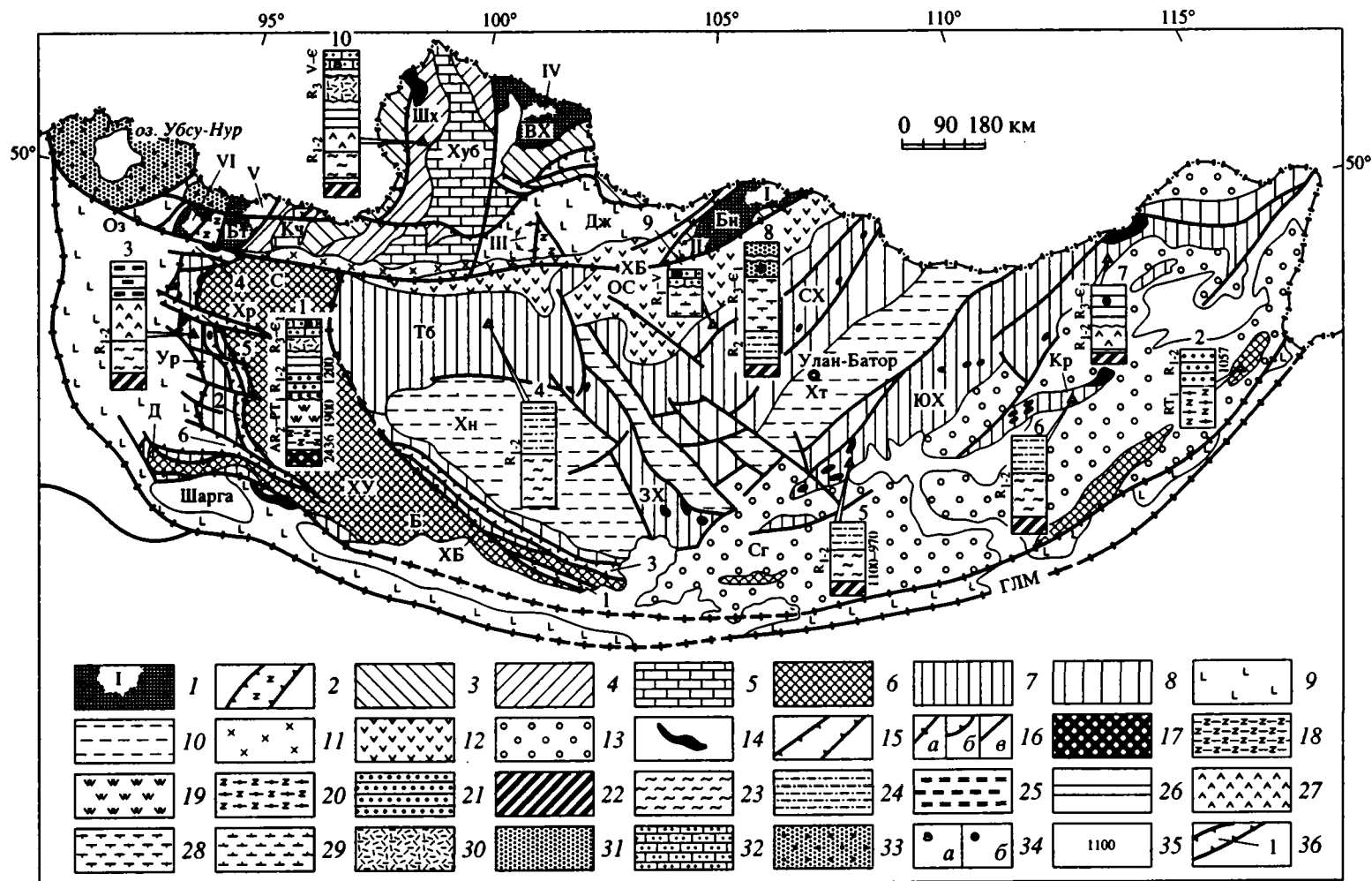
### ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТ

Тувино-Монгольский микроконтинент расположен к северу от Ханхухэй-Бутулиннуринской зоны разломов и продолжается в смежные районы Тувы и Бурятии. Строение его недавно нами рассмотрено в специальной статье [18]. Главные выводы сводятся к следующему. Современную структуру этой территории определяют многочисленные выступы дорифейской синклинальной

коры с гранито-гнейсовыми куполами, перекрытыми рифейскими чехольными комплексами, сходными с таковыми юга Сибирской платформы. Это сходство свидетельствует о принадлежности этого микроконтинента к древней Пангее, распавшейся с раскрытием протоокеана в позднеархей-раннепротерозойское время. Отколовшийся Тувино-Монгольский микроконтинент в результате неоднократного проявления деструктивных процессов, начиная с раннего протерозоя, и процессов тектоно-магматической активизации в рифее и венде – кембрии был существенно переработан. Возникшие в рифее и венде-кембрии складчатые зоны характеризуются покровно-складчатым строением. Для рифейской Шишхидской и венд-кембрийской Джидинской зон установлен океанический фундамент, хотя тектоническая природа его остается дискуссионной. Представляется логичным допустить, что эти зоны возникли на месте залива ранне-среднерифейского палеоокеана из мегазон Западной и Центральной Монголии, что косвенно подтверждается сходством разрезов (см. колонки на рис. 1). Что же касается дорифейских выступов этой области, то океанический фундамент в них не установлен, чем они принципиально отличаются от дорифейских выступов Хунгуйской зоны в Западной Монголии.

### МЕГАЗОНА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Эта складчатая область с севера ограничена Ханхухэй-Бутулиннуринским разломом. От мегазоны Центральной Монголии она отделена Баянхонгорской зоной разломов. В целом это крупная мегазона, в составе которой установлен латеральный ряд линейных складчатых зон субмеридиального простирания с последовательным удлинением их



**Рис. 1.** Схема тектонической зональности Северной, Западной и Центральной Монголии.

**Северная Монголия (Тувинно-Монгольский микроконтинент):** 1 – выступы дорифейского основания с гранито-гнейсовыми куполами; 2 – рифтогенные прогибы раннего протерозоя; 3 – ранне-среднерифейский чехольный комплекс выступов; 4, 5 – складчатые зоны: 4 – среднерифейская на коре океанического типа, 5 – позднерифейско-кембрийские на месте унаследованно развивавшихся прогибов. **Западная и Центральная Монголия:** 6–9 – складчатые области, сформировавшиеся на месте фрагмента Урало-Монгольского протоокеана: 6 – позднеархейско-раннепротерозойская на протоокеанической коре, 7 – ранне-среднерифейские на коре океанического типа, 8 – позднерифейско-раннекембрийские переходной стадии развития, 9 – венд-кембрийские на коре океанического типа; 10 – варисские остаточные прогибы; 11, 12 – вулканоплутонические пояса: 11 – девонский, 12 – пермский; 13 – мезозойские наложенные структуры; 14 – офиолиты вне масштаба; 15 – рифтогенные зоны разного возраста; 16 – разломы: а – межзональные, упомянутые в тексте: ХБ – Ханхухэй-Бутулин нуринский, ГЛМ – Главный лениамент Монголии), б – надвиги, в – сдвиги, сбросы и взбросы. **Колонки вне масштаба:** 17–32 – формации складчатых зон: 17 – протоофиолитовая, 18 – ортоамфиболитовая, мигматизированная, 19 – кварцито-карбонатная хемогенная, 20 – гнейсово-амфиболитовая, 21 – метатерригенная со слюдяными сланцами, 22 – метаофиолитовая, 23 – аподиабазовая зеленосланцевая, 24 – кремнисто-сланцевая, 25 – кремнисто-карбонатная, 26 – карбонатно-сланцевая, 27 – вулканогенно-кремнистая, 28 – андезито-базальтовая, 29 – андезитовая, 30 – наземная вулканогенно-терригенная, 31 – терригенная, 32 – карбонатная; 33 – золотые пески; 34 – органические остатки: а – скелетная фауна, б – онколиты; 35 – радиологический возраст гранитизации; 36 – местоположение рис. 2. Колонки 1, 3, 4, 10 – по автору, 2, 5–9 – по В.А. Благодравову и др. авторам. Буквенные обозначения – выступы Тувинно-Монгольского массива: Бн – Бутулиннуринский, ВХ – Восточно-Хубсугульский, Бт – Барунтурунский, С – Сонгинский, Хр – Харанурский, Д – Дариби, Б – Бумугэрский. Важнейшие рифейские и палеозойские складчатые зоны: Шх – Шишхидская, Хуб – Хубсугульская, Кч – Качинская, Оз – Озерная, Дж – Джидинская, Ур – Ургамальская, ХУ – Хунгуйская, Тб – Тарбагатайская, ЗХ – Западно-Хэнтэйская; СХ – Северо-Хэнтэйская, ЮХ – Южно-Хэнтэйская, Хн – Хангайская, Хт – Хэнтэйская, Кр – Керуленская, ОС – Орхон-Селенгинская, Сг – Средне-гобийская. Римские цифры – гранито-гнейсовые купола: I – Сундульский, II – Эйгингольский, III – Селенгинский, IV – Хубсугульский, V – Сангиленский, VI – Марцингольский. Рифты: 1 – Туингольский, 2 – Хутульский, 3 – Баянхонгорский, 4 – Ханхухэйский, 5 – Дзабхан-Мандалский, 6 – Хасагтинский.

возраста с запада на восток: Озерная – венд-кембрийского, Ургамальская – рифейского и Хунгуйская – позднеархей-раннепротерозойского возраста. Последние две зоны в микроконтинент Северной Монголии не продолжают. Формационный состав всех трех зон включает и офиолитовую ассоциацию, свойственную бассейнам с океанической корой. Каждой зоне присущи свой тип метаморфизма пород, время и особенности проявления гранитоидного магматизма. Чем древнее возраст складчатой зоны, тем интенсивнее прошли процессы метаморфизма исходных пород, в том числе и породы офиолитовой ассоциации. Строение и геологическая история этих зон подробно охарактеризованы нами в отдельных статьях [19, 20]. Здесь мы остановимся на главных особенностях строения этих зон, что позволяет сравнить их развитие со складчатыми зонами Центральной Монголии.

**Озерная зона.** В латеральном ряду структурно-формационных зон в мегазоне Западной Монголии эта зона является наиболее молодой – венд-кембрийской. В плане зона распадается на два крупных сегмента, различающихся простиранием складчатых структур: субмеридиональный западный сегмент и субширотный южный.

Строение Озерной зоны в настоящее время хорошо изучено благодаря работам Л.П. Зоненшайна и О. Томуртоого [13], А.Б. Дергунова [9] и др. Нами эта зона изучалась в хр. Дариби и в междуречье Дзабзан–Хунгуй-Гол [18]. Фундамент зоны слагают гипербазиты и габброиды, являющиеся нижними членами офиолитовой ассоциации, типичной для коры современных океанов. Стратифицированные отложения, перекрывающие меланократовый фундамент, отличаются выдержанностью на площади зоны. Вертикальный ряд формаций представлен: спилит-диабазовой с горизонтами кремнистых сланцев и линзами сургучных яшм; выше располагается андезитобазальтовая формация с широким развитием андезитовых порфиритов и пирокластиков. Осадочные формации представлены турбидитами, туфопесчаниками и известняками с фауной нижнего кембрия. Смена состава вулканитов отражает изменение геодинамической обстановки осадконакопления. Спилит-диабазовая формация свойственна океанической стадии, а андезитобазальтовая с сопутствующими ей породами знаменует начало образования энсиматической островной дуги. К этому этапу развития Озерной зоны прочно проявление интрузивного магматизма.

В Озерной зоне развиты две интрузивные формации, слагающие многофазные аллохтонные массивы. Более ранней является габбро-диорит-плагиогранитная формация, более поздней – диорит-гранодиорит-гранитная. Возраст интрузивных массивов устанавливается по прорыванию ими венд-кембрийских отложений и радиологическим

датировкам гранодиоритов калий-аргоновым методом в 540–480 млн. лет.

Складчатая структура зоны характеризуется системой протяженных линейных складок, осложненных продольными надвигами и диагональными сдвигами со смещением блоков в западном направлении. Ориентировка складок строго подчинена общему простиранию двух сегментов зоны: субмеридиональному в западном сегменте и субширотному в южном.

**Ургамальская зона.** Эта зона по системе сопряженных разломов надвинута на восточный край субмеридионального сегмента Озерной зоны. В юго-восточном и восточном направлении Ургамальская зона тектонически выклинивается. Возможно, судя по покровам офиолитов венд-кембрийского возраста на дорифейском выступе у сомона Гоби-Алтай, эта зона перекрыта надвинутым с юга субширотным сегментом Озерной зоны.

Особенностью строения Ургамальской зоны является ненарушенный разрез офиолитов, установленный нами на западном фланге зоны между горами Шурай и Тас-Хаирхан. Это тектоническая пластина протяженностью до 30 км, выведенная на поверхность по глубинному надвику. В ее строении (см. колонку 3, рис. 1), кроме гипербазитов и габброидов, присутствуют дайковый комплекс и метавулканиты основного состава, что в совокупности составляет офиолитовую ассоциацию. Все породы, включая офиолиты, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Первичная природа пород устанавливается по реликтовым структурам и петрохимии.

Нижний член разреза представлен преобразованными гипербазитами – тремолититами и актинолититами с участками агрегата альбит-талк-серпентинитового состава. По сути, это сланцы по ультраосновным породам. Петрохимические и спектральные анализы показывают высокое содержание в них магния, хрома, никеля, кобальта, т.е. весь спектр элементов гипербазитов. Второй член разреза представлен роговообманковыми габброидами полосчатого строения. Полосчатость обусловлена наложенной альбитизацией и окварцеванием. Дайки габро-диабазов составляют третий член разреза. Несмотря на амфиболизацию, в них сохранилась структура дайковой породы. Четвертый член разреза представлен зелеными сланцами по диабазам (аподиабазовая зеленосланцевая формация). Аподиабазовые сланцы залегают на офиолитах без видимого перерыва, метаморфизованы в той же фации метаморфизма, что и офиолиты, это дает основание всю ассоциацию этих пород относить к метаморфизованному типу океанической коры. Меланосланцы вверх по разрезу сменяются вулканогенно-кремнисто-карбонатной формацией. Вулканиты – андезитовые порфириты и дациты превращены в порфиритоиды и

порфириды. Венчает разрез кремнисто-карбонатная формация, состоящая из мраморизованных известняков и микрокварцитов с повышенным содержанием железа и марганца.

Кратко охарактеризованный формационный состав Ургамальской зоны на примере Дзабхан-Хунгуйского отрезка типичен для всей зоны. Местами разрез редуцирован вследствие сильной тектонической нарушенности. Возраст стратифицированной части разреза по положению в разрезе – ранний – средний рифей. В ряде тектонических блоков внутри зоны кремнисто-карбонатная формация перекрыта дзабханской свитой верхнего рифея, а та, в свою очередь, залегает под фаунистически охарактеризованными отложениями венда – кембрия [18]. В Ургамальской зоне установлены два этапа проявления гранитоидного магматизма. На раннем этапе проявилась альбитизация пород как меланократового фундамента, так и раннего – среднего рифея. Альбитизация меланократового фундамента имела площадное распространение в форме натрового метасоматоза. В стратифицированной толще она выразилась во внедрении сплошных субогласных инъекций плагиоаплитов. Альбитизация произошла, вероятно, в среднем рифее, так как ею не затронуты породы дзабханской свиты. Второй этап гранитообразования связан с внедрением массивов биотитовых, роговообманково-биотитовых и двуслюдяных гранитов в позднем рифее. Эти массивы прорывают дзабханскую свиту, а продукты их размыва присутствуют в базальных слоях венда – кембрия.

Ургамальская зона имеет сложное строение. В региональном плане это крупный линейный прогиб с океаническим типом коры. Для внутренней структуры зоны характерно сочетание морфологически различных складчатых и разрывных дислокаций. Наряду с простыми линейными складками широко представлены пакеты тектонических пластин и чешуй, надвинутых одна на другую. Срывы обычно проходят внутри актинолитовых сланцев, а под надвигами оказываются породы кварцито-карбонатной формации. В шарьировании участвуют офиолиты. Системы чешуй и пластин осложнены кососекущими сдвигами со смещением блоков в западном направлении.

Хунгуйская зона по латерали в восточном направлении сменяет Ургамальскую зону. Протяженной зоной Баянхонгорских разломов она отделена от мегазоны Центральной Монголии. Хунгуйская зона выделяется по серии дорифейских выступов, в целом образующих дугу, обращенную выпуклостью на запад. Максимальная ширина зоны в субмеридиональной ее части на широте Хангайского нагорья свыше 500 км. От сомона Баянхонгор зона резко поворачивает на восток и по серии небольших выступов дорифейских образований среди мезозойских отложений прослеживается до границы с Китаем. На широт-

ном отрезке Хунгуйская зона с севера граничит с мегазоной Центральной Монголией, с юга непосредственно с Озерной зоной. Протяженность зоны составляет многие тысячи километров.

Дорифейские выступы в мегазоне Западной Монголии в многочисленных публикациях обычно рассматриваются как части срединного массива – обломка древней платформы, находящегося в окружении рифейских и каледонских складчатых зон. Чаще эта складчатая область описывается под названием Центрально-Монгольского массива [4, 9, 24] или Сонгинского, Дзабханского – по другим авторам [11, 23]. Выделение в мегазоне Западной Монголии срединного массива основывалось исключительно на высокой ступени метаморфизма пород и присутствии среди них небольших массивов анортозитов, считавшихся до недавнего времени архейскими.

Автором совместно с И.П. Палеем, М.Д. Гесем, В.Ф. Морковкиной на протяжении последних десяти лет были изучены все крупные дорифейские выступы как в мегазоне Западной Монголии, так и в Тувино-Монгольском микроконтиненте. Собранные новые данные выявили резкое различие этих областей и по формационному составу дорифейских разрезов, и по стилю тектонического строения.

В современной структуре Хунгуйской зоны дорифейские выступы характеризуются разным уровнем эрозионного среза. Для большинства выступов характерно двучленное строение разреза. Основание выступов слагает меланократовый комплекс пород, представленный метаморфизованными и гранитизированными ультрабазитами и базитами, лишенными элементов стратификации. Обычно гипербазиты и продукты их преобразования находятся в виде реликтов среди полей мигматитов и ортогнейсов. Там, где эти породы менее преобразованы, удается установить двупироксеновые разности, иногда с оливином и хромшпинелидом (гарцбургит), пироксениты, переходящие в гонблендиты, габбро-амфиболиты, основные ортогнейсы, эклгитоподобные породы, гранатовые амфиболиты. Минеральный парагенез пироксена с оливином и хромшпинелидом, а также горнблендиты указывают на принадлежность всего комплекса пород к продуктам преобразования гипербазитов и габброидов. В ряде мест амфиболиты непосредственно надстраивают нижнюю часть разреза, что позволяет рассматривать всю совокупность меланократовых пород в качестве протоофиолитовой ассоциации.

Верхний член разреза дорифейских образований представлен амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, слюдяными сланцами, кварцитами и мраморами. Такой двучленный разрез дорифея установлен на севере зоны у сомона Сонгино и озера Хара-Нур, в междуречье Дзабхан-Хунгуй-Гол, в

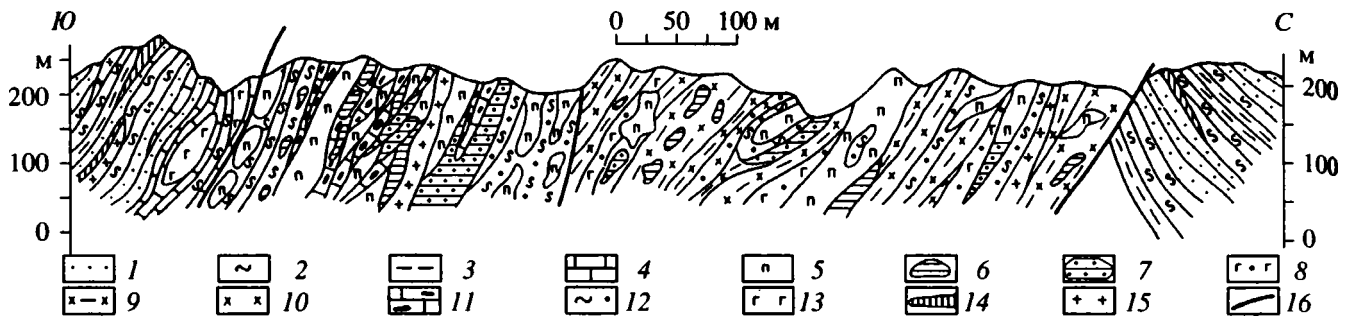


Рис. 2. Схематический профиль (зарисовка обрыва) строения Туингольского горста по правому борту р. Туин-Гол. Стратифицированные образования: 1 – метапесчаники и метаалевролиты; 2 – двуслюдяные и 3 – кремнистые сланцы; 4 – светло-серые тонкоплитчатые известняки. Породы меланократового субстрата и продукты их преобразования: 5 – пироксениты; 6 – горнblendиты; 7 – они с гранатом; 8 – эклогитоподобные породы по габбро; 9 – плагиогнейсы; 10 – они же с гранатом; 11 – карбонатные породы с тремолитом и антигоритом (карбонатизация ультрабазитов); 12 – дисстен-ставролит-гранатовые сланцы; 13 – мелкозернистые габбро-амфиболиты; 14, 15 – дайки: 14 – амфиболизированных габбро-диабазов, 15 – дайки плагиоаплитов; 16 – разрывы.

хр. Буянту в центре зоны, в хр. Дариби, у сомона Гоби-Алтай, по р. Байдарагин-Гол в южной части зоны. Обобщенный разрез Хунгуйской зоны показан в колонке 1 на рис. 1. В качестве обоснования этого обобщенного разреза рассмотрим строение наиболее типичных для зоны выступов. В северной части Хунгуйской зоны многочисленные выходы докембрия в литературе известны под названием Северо-Сонгинской и Южно-Сонгинской групп выступов. Северо-Сонгинская группа выступов представлена Дзун-Хангайским, Ойгонурским и Сонгинским блоками докембрия. Типичным представителем этой группы служит Сонгинский выступ.

Сонгинский выступ находится в 20 км к северу от сомона Сонгино. Здесь на небольшой площади обнажается полный разрез дорифейских образований, слагающих серию сопряженных антиформных и синформных структур субмеридионального простираения. Нижние члены разреза вскрыты в меридиональном горстовом поднятии на восточном краю выступа. В основании разреза обнажаются гарцбургиты и дуниты, сменяющиеся по латерали горнblendитами по пироксенитам и далее роговообманковыми габбро. Видимая мощность меланократового комплекса около 1300 м.

Вышележащие стратифицированные отложения представлены тонкозернистыми мигматизированными амфиболитами (более 2500 м). Плагиомигматизация проявляется как в виде тонких мигматитовых жилков, подчеркивающих складчатую структуру, так и в виде точечной фельдшпатизации, придающей амфиболитам облик такситового габбро. Амфиболиты по петрохимическому составу относятся к ортопородам. Вверх по разрезу среди них появляются прослой биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов, усиливаются процессы плагиогранитизации и микроклинизации, вплоть до образования согласных и секущих тел анатектических плагиогранитов. Толща приобретает более пестрый состава, и амфиболиты теряют в ней господствующее значение. Эта

часть разреза первоначально была вулканогенно-осадочной толщей, впоследствии гранитизированной и метаморфизованной в амфиболитовой фации. Ее мощность свыше 2000 м. На западном фланге выступа эта толща согласно надстраивается толщей мраморов с горизонтами кварцитов и парагнейсов. Мощность толщи 1500 м. Сонгинский выступ докембрия находится в окружении гранитоидов разного возраста, поэтому соотношение с более молодыми отложениями здесь отсутствует.

В Южно-Сонгинской группе выступов наиболее полный разрез дорифея вскрыт у оз. Хара-Нур. В других выступах междуречья Дзабхан-Хунгуй-Гола разрез редуцирован.

Хара-Нурский выступ. Здесь дорифейские образования обнажаются в ядре антиклинали северо-восточного простираения. Основание разреза слагают гарцбургиты, видимая мощность которых превышает 500 м. Выше идет сложное чередование полос дунитов, пироксенитов и роговообманковых габброидов. Суммарная мощность полосчатого комплекса 700 м, а габброидов – свыше одного километра. Амфиболиты с горизонтами плагиогнейсов и мигматитов на горе Онца-Ула наращивают разрез. Их мощность свыше 2500 м.

На западном крыле антиклинали толща амфиболитов перекрывается другой толщей с ведущей ролью в ней парапород. В этой части разреза увеличивается количество мигматитов, появляются биотитовые и роговообманковые гнейсы, двуслюдяные сланцы с прослойками мраморов и кварцитов. Усиливается микроклинизация пород вплоть до образования микроклиновых гнейсов. Мощность этой части разреза превышает 2000 м. Таким образом, разрез докембрия у оз. Хара-Нур отчетливо подразделяется на три части: нижнюю – офиолитовую, среднюю – ортоамфиболитовую и верхнюю – карбонатно-сланцево-гнейсовую. Описанный разрез к востоку от горы Онца-Ула по разлому контактирует с толщей эпидот-актинолит-хлорид-

товых и кварц-серицитовых сланцев с прослоями известняков. Этот зеленосланцевый комплекс пород совершенно не затронут процессами гранитизации, отличается от предыдущего резкой сменной ступени метаморфизма. По этим признакам он хорошо коррелируется с нижне-среднерифейскими отложениями других районов Хунгуйской зоны (Байдарагинский выступ).

*Дорифейский выступ хр. Дариби.* Этот выступ расположен в юго-западной части Хунгуйской зоны. В центральной части хребта среди полей мигматитов и ортогнейсов присутствует множество скиалитов, сложенных амфиболитами, габбро-амфиболитами, горнблендитами и гипербазитами.

Детальное структурно-геологическое картирование позволило выявить приуроченность меланократовых пород к ядрам антиклиналей или основанию тектонических пластин. Обычно низы разреза слагают преобразованные породы офиолитовой ассоциации. Реликтовая природа офиолитов в скиалитах устанавливается по парагенезису минералов. Наиболее часто наблюдаются парагенезисы с одним или двумя пироксенами с оливином. Отдельные скиалиты сложены горнблендитами, для которых характерна связь с пироксенитами и их взаимные переходы. По своей сути горнблендиты являются породой-показателем принадлежности всего комплекса к протоофиолитовой ассоциации.

Породы меланократового комплекса испытали два этапа гранитизации: вначале плагиомигматизацию (вовлечение в процесс корообразования натрия), а затем собственно гранитизацию с ведущей ролью калия. При наложении плагиомигматизации в породах меланократового комплекса появляется гранат, одновременно горнблендиты насыщаются порфиробластами альбит-олигоклаза и приобретают облик габброидов с несвойственным им кислым плагиоклазом. При последующем наложении собственно гранитизации на породы, уже испытавшие натровый метасоматоз, образуются микроклиновые гнейсы, а также тела гранито-гнейсов и рапакивиподобных гранитов. Среди последних в ряде мест сохранились участки, сложенные гипербазитами. В переходной зоне наблюдается насыщение пироксеновой матрицы овоидами розового микроклина и вновь возникшая порода приобретает облик гранита рапакиви.

Стратифицированные образования, как показало картирование, занимают более высокое положение в разрезе. Преобразованные офиолиты всегда находятся в окружении амфиболитов. В верховьях р. Хабчигин-Булак амфиболиты непосредственно наращивают разрез гипербазит-габброидного комплекса, их петрохимический состав близок к толеитам, отличаясь повышенным содержанием натрия и калия, что обусловлено наложением процессов натрового и калиевого метасоматоза. Все это позволяет рассматривать совокупность

меланократовых пород в качестве гранитизированной коры океанического типа. Верхняя часть разреза, как и в других выступах, сложена вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Выделяются два комплекса: сланцево-гнейсовый с горизонтами амфиболитовых сланцев и кварцито-карбонатный. Суммарная мощность стратифицированной части разреза достигает 4000 м, из них на долю кварцито-карбонатного комплекса приходится не более 1000 м.

*Бумбугэровский выступ* расположен на восточном краю Хунгуйской зоны. Нами совместно с И.П. Палеем, М.Д. Гесем, В.Ф. Морковкиной составлена структурно-геологическая карта выступа, изучен минералогический и петрохимический состав пород меланократового комплекса, получены два определения радиологического возраста гипербазитов и даек основного состава.

Структура Бумбугэрского выступа определяется системой антиклиналей и синклиналей, осложненных субсогласными надвигами. Породы меланократового комплекса обнажены в тектоническом блоке в ядре антиклинали. Крылья ее сложены амфиболитами, кварцитами, мраморами и парагнейсами. Эти породы прослеживаются в виде прерывистых полос среди плагиомигматитов и плагиогнейсов. Характерно полосовое распространение меланократового комплекса. Полосы скиалитов габброидов и развитая в них полосчатость падают в сторону амфиболитов, кварцитов и мраморов, что позволяет рассматривать весь этот комплекс как единый разрез. Минералогическое и петрохимическое изучение меланосомы в мигматитах позволило установить скиалиты и минеральные парагенезисы дунитов, гарцбургитов и продукты их преобразования [19].

В Бумбугэрском выступе, как и в других таких выступах, не удается обнаружить породы рамы, в которые могли интродуцировать ультрабазиты и базиты. Напротив, всюду эти меланопороды испытали совместно с амфиболитами, кварцитами и мраморами метаморфизм амфиболитовой фации и два этапа гранитизации.

Возраст плагиогранитизации, наложенной на ультрабазиты, определенный уран-свинцовым методом по цирконам из плагиомигматитов в лаборатории ГЕОХИ Е.В. Бибиковой, равен  $2\,437 \pm 35$  млн. лет. Гипербазиты в этом блоке прорваны дайками габбро-диабазов. Радиологический возраст дайки, полученный термозохронным методом по цирконам в лаборатории ГИН АН Кыргызстана, равен 2 250 млн. лет.

В восточной части Бумбугэрского выступа по р. Туин-Гол, в полосе шириной 3 км и длиной 40 км обнажаются меланжированные породы протоофиолитовой ассоциации. В современной структуре это горстовое поднятие среди нижне-среднерифейских отложений (см. рис. 1, 2). Изучение состава

пород и строения Туингольского горста, проведенное совместно с В.Ф. Морковкиной, позволило установить реликтовую природу пород протоофиолитовой ассоциации, испытавших интенсивные преобразования. Так, скиалиты пироксенитов в краевых частях замещаются горнблендитами; серпентиниты по гарцбургитам преобразованы в карбонатные породы с тальком, тремолитом и антигоритом; по габбро образовались эклогитоподобные породы, впоследствии испытавшие регрессивный метаморфизм в связи с гранитизацией и преобразовавшиеся в гранатовые амфиболиты; основные эффузивы испытали метаморфизм амфиболитовой фации с образованием полосчатых амфиболитов. Эти реликтовые тела протоофиолитов в виде глыб размером до 10 м в поперечнике погружены в дистен-ставролит-гранатовую матрицу и, по сути, представляют серпентинитовый меланж дорифейского возраста. Радиологический возраст гранитизации пород меланжа, определенный В.В. Киселевым в лаборатории ГИН АН Кыргызстана по цирконам уран-свинцовым методом, составляет  $1\ 800 \pm 30$  млн. лет. Эта цифра возраста отражает повторную гранитизацию меланократового субстрата уже после образования меланжа и близка по времени внедрению синскладчатых гранитоидов в пределах Хунгуйской зоны.

Эти новые данные показывают, что возраст меланократового основания Бумбугэрского выступа не выходит за пределы позднего архея и раннего протерозоя. Вышележащие амфиболитовый и кварцито-карбонатный комплексы прорваны синскладчатыми гранитоидами с возрастом 1 850 млн. лет [16]. Дорифейские образования Бумбугэрского выступа резко несогласно с базальными конгломератами в основании перекрываются терригенно-карбонатной толщей со строматолитами нижнего – среднего рифея. Таким образом, дорифейский возраст Бумбугэрского выступа надежно обоснован. Разрез этого выступа мы считаем стратиграфическим эталоном для докембрия всей Хунгуйской зоны. Присутствие в его основании самых древних в Монголии офиолитов позволяет сделать вывод о протоокеанической природе Хунгуйской зоны.

Из приведенного фактического материала видно, что разрез дорифейских выступов отчетливо подразделяется на четыре комплекса (снизу вверх): 1 – Харанурский меланократовый комплекс в составе гипербазитов и габброидов и продуктов их преобразования; 2 – хунгуйский амфиболитовый комплекс; 3 – гоби-алтайский кварцито-карбонатно-гнейсовый комплекс; 4 – туингольский зеленосланцевый комплекс. Названия комплексов даны по стратотипической местности, где комплексы представлены наиболее полно.

Меланократовый комплекс слагает основание дорифейского разреза во всех выступах докембрия. Его возраст не моложе позднего архея. Хунгуйский амфиболитовый комплекс возник в результате ме-

таморфизма и гранитизации океанических базальтов, что подтверждается петрохимическими данными. Мощность комплекса варьирует в пределах 3000–4000 м, в зависимости от тектонической нарушенности разрезов. Гоби-Алтайский кварцито-карбонатно-гнейсовый комплекс (название предложено В.В. Беззубцевым) в нижней части содержит горизонты амфиболитов, что делает границу между этими комплексами условной. Мощность комплекса колеблется от 1000 до 3000 м в зависимости от глубины эрозионного среза. Туингольский зеленосланцевый комплекс сложен метапесчаниками и метаалевролитами, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и мраморизованными известняками. Мощность комплекса 2000–2500 м. По р. Туин-Гол песчаники в результате контактового метаморфизма превратились в кварциты. Граниты, обусловившие метаморфизм песчаников, имеют радиологический возраст 1200 млн. лет (устное сообщение Л.Б. Заботкина). По-видимому, такой же возраст имеет зеленосланцевый комплекс и в других выступах Хунгуйской зоны. Накоплению пород туингольского комплекса предшествовала структурная перестройка, сопровождавшаяся складчатостью с меланжированием протоокеанической коры и гранитообразованием. К началу рифея на месте Хунгуйской зоны сформировалась островная дуга с гранитно-метаморфическим слоем. По имеющимся данным, эта дуга не была непрерывной, а состояла из серии островных поднятий. В северной и центральной частях островной дуги зеленосланцевый комплекс отсутствует и дзобханская свита позднего рифея непосредственно налегает на породы хунгуйского комплекса. Продукты размыта островных поднятий локализуются вдоль восточного края Ургамальской зоны, формируя шельфовые отложения этой островной дуги. В среднем рифее происходило наращивание континентальной коры в островной дуге за счет внедрения аллохтонных гранитоидов калиевой специализации в интервале 1 200–1 057 млн. лет [3] (см. рис. 1, колонки 1, 2).

Суммируя все, выше изложенное, можно сделать некоторые общие выводы о тектоническом развитии мегазоны Западной Монголии. Складчатая структура этой мегазоны характеризуется линейным расположением структурно-формационных зон огромной протяженности. Анализ всей совокупности данных по осадконакоплению, вулканизму, метаморфизму и гранитообразованию свидетельствует об однотипной направленности развития этих зон в разные отрезки докембрийского мегахрона. Озерная зона отличается от двух других слабым метаморфизмом пород и массовым становлением гранитоидов в среднем кембрии – ордовике. В Ургамальской зоне все породы, включая офиолиты, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Максимальное развитие процесса гранитообразования здесь приходится



на поздний рифей. Геологические формации Хунгуйской зоны и в том числе многочисленные сквалиты офиолитов метаморфизованы в амфиболитовой фации. Отсутствие грубообломочных пород в составе дорифейских образований, хемогенное происхождение кремнисто-карбонатных отложений, а также повсеместное распространение по всей Хунгуйской зоне указывает на их накопление в условиях открытого океанического бассейна, лишённого островных поднятий. Становление континентальной коры в этой зоне началось в позднем архее и завершилось к началу рифея.

Названные зоны по латерали сменяют одна другую. Им свойственен однотипно построенный фундамент океанической коры, что позволяет сделать вывод о одновременном формировании континентальной коры на месте бывших разновозрастных океанических бассейнов. Следовательно, по новым данным, в мегазоне Западной Монголии не остается места для Центрально-Монгольского срединного массива как обломка древней платформы. Крупный блок сиалической коры в этой мегазоне сформировался в результате аккреции Ургамальской и Хунгуйской зон только в конце рифея. Лишь в венде – кембрии этот блок выступает в качестве срединного массива по отношению к Озерной зоне и складчатым зонам Центральной Монголии.

## МЕГАЗОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Мегазона Центральной Монголии расположена к востоку и северу от Хунгуйской зоны. По Ханхуэй-Бутулиннинскому разлому она граничит с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Ранее эта складчатая область выделялась под разными названиями: Монголо-Забайкальская [8], Центрально-Монгольская [23], Хангай-Хэнтэйская [24]. Дальнейшее районирование происходило по принципу выделения структурно-формационных зон. Количество таких подразделений так же, как их названия и границы, у разных авторов не совпадают. Нам представляется более правильным эту складчатую область выделять в ранге мегазоны, исходя из ее географического положения в центре Монголии и одинаковой направленности развития заключенных в ней структурно-формационных зон (см. колонки на рис. 1). На рисунке сохранены названия этих подразделений, предложенные Л.П. Зоненшайном [8]. Не имея возможности охарактеризовать строение всех зон, ниже остановимся на тех из них, строение которых позволяет ответить на вопрос, на каком фундаменте сформировалась эта складчатая область. По этому вопросу нет единого мнения.

Мегазона Центральной Монголии по стилю тектоники принадлежит к складчатым областям с резко выраженным мозаичным строением, чем она принципиально отличается от мегазоны За-

падной Монголии. В пределах мегазоны наблюдается неупорядоченная система горстовых поднятий, сложенных рифейскими толщами, и прогибов, заполненных отложениями палеозоя. Породы рифея регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Вместе с тем, в ряде районов (в хребтах Тарбагатай и Эрэн-Дабан) отложения рифея под воздействием гранитоидов испытали метаморфизм в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. В результате контактового метаморфизма породы рифея оказались сходными с дорифейскими образованиями Хунгуйской зоны. Поля развития таких пород до сих пор некоторыми исследователями считаются выступами дорифейской сиалической коры [4, 10, 11, 24]. Главная роль в перерождении зеленых сланцев принадлежит плутонизму и контактовому метаморфизму. К такому выводу пришел автор в процессе изучения Тарбагатайской зоны.

**Тарбагатайская зона** нами выделяется впервые. На севере зона граничит с Тувино-Монгольским микроконтинентом, а на юге – с палеозойским Хангайским синклиномом. На восток зона, судя по составу и метаморфизму рифейских отложений в разрозненных выходах по р. Селенге, продолжается до сомона Дархан.

В Тарбагатайской зоне, как ни в одной другой, распространены многочисленные массивы гранитоидов рифейского и палеозойского возраста. Связанный с ними наложенный прогрессивный метаморфизм местами меняет облик зеленосланцевой толщи. Появляются инъекционные амфиболовые и биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы, роговики. Эти породы слагают участки (ксенолиты) в сотни квадратных метров среди гранитов, несут следы контактовых воздействий последних и часто переходят в актинолитовые сланцы по диабазам, а метапесчаники – в кварциты с реликтами псаммитовой структуры. Такие переходы пород с разной степенью метаморфизма широко представлены в бассейне р. Идэр.

Неоднородность метаморфизма развитых здесь докембрийских пород и послужила одним из оснований для выделения Тарбагатайского срединного массива. Присутствие в этой зоне небольших массивов анортозитов, которые, по аналогии с анортозитами Восточной Сибири, считались архейскими интрузиями, как бы служило дополнительным обоснованием нахождения здесь дорифейского массива. Что же касается актинолитовых и других зеленых сланцев, то они рассматривались в качестве продуктов диафореза пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [16]. Изучение габбро-анортозитового массива Муста-Ула позволило установить по р. Терсин-Гол прорывание анортозитами и габбро толщ зеленых сланцев, что ставит под сомнение его древний возраст. Также несостоятельной оказалась попытка объяснить зеленосланцевый метаморфизм

рамы диафторезом гранулитов, так как среди сланцев присутствуют порфиристоиды и известняки. Эти новые данные не подтверждают наличие дорифейского сиалического основания в Тарбагатайской зоне. Напротив, имеются данные, прямо указывающие на меланократовый состав такого основания.

По р. Хунджилин-Гол выше сомона Джергалант среди актинолитовых сланцев находятся тела серпентинитов, иногда совместно с габбро-амфиболитами. На правом берегу р. Идэр у сомона Галт серпентиниты встречены среди гранитов. На водоразделе Хунджилин-Гол – Самуин-Гол также в гранитах заключен небольшой массив серпентинитов. Вероятно, ультрабазиты и базиты принадлежат меланократовому фундаменту, перекрытому вулканогенно-осадочной толщей. Косвенным подтверждением сказанному служит базит-ультрабазитовый состав включений в четвертичных базальтах Тарятской впадины и отсутствие включений гнейсов кислого состава [15]. Следовательно, есть свидетельства тому, что Тарбагатайская складчатая зона сформировалась на месте рифейского палеоокеана. На севере зоны в среднем течении р. Мурэн среди рифейских отложений широко представлены кварцито-песчаники и кварцито-сланцы по аркозовым и кварцевым песчаникам. Их накопление, по-видимому, связано с положением северной краевой части рифейского палеоокеана вблизи южного края Тувино-Монгольского микроконтинента, служившего источником сноса. Внутренняя структура зоны, насколько можно судить по обрывку линейных антиклиналей и синклиналей, ориентирована параллельно Хунгуйской зоне с тенденцией виргации складок в северо-восточном направлении.

**Баянхонгорская зона** к югу сменяет Тарбагатайскую зону. Большая часть зоны занята палеозойским Хангайским прогибом. Рифейские образования, подстилающие прогиб, обнажаются в Шараусгольском и Восточно-Хангайском горстových поднятиях. Строение этой зоны имеет большое значение для выяснения тектонической природы всей мегазоны Центральной Монголии. Многие годы изучавший эту зону О. Томуртоого установил в ее пределах два офиолитовых комплекса [24]: автохтонный метаофиолитовый и неметаморфизованный баянхонгорский. Метаофиолитовый комплекс сложен серпентинитами, габбро-амфиболитами и амфиболовыми сланцами по диабазам. Выше по разрезу согласно залегает толща кварц-хлорит-серицитовых сланцев верхнего рифея. Баянхонгорский офиолитовый комплекс по набору пород соответствует венд-кембрийской офиолитовой ассоциации Озерной зоны. В составе комплекса выделяются гарцбургиты, расслоенная серия, дайковая серия и толща подушечных базальтов венда-кембрия. Из характеристики двух комплексов видно, что они отличаются по составу, метаморфизму и перекрыты раз-

ными по возрасту толщами. В этой связи становится неубедительным вывод О. Томуртоого об одновозрастности этих комплексов.

По нашему мнению, метаофиолиты слагают меланократовое основание Баянхонгорской зоны, а офиолиты второго комплекса принадлежат новообразованному прогибу, возникшему на границе Хунгуйской островной дуги и рифейского палеоокеана. Сделанный нами вывод подтверждается различным петрохимическим составом офиолитов. Состав метаофиолитов близок составу офиолитов окраинных морей, тогда как офиолиты второго комплекса идентичны офиолитам новообразованных впадин, подобно впадинам Филиппинского моря [24].

Баянхонгорская зона на востоке соединяется с Южно-Хэнтэйской зоной. На ее западном окончании (Средняя Гоби, см. рис. 1, колонка 5) известны многочисленные протрузии ультрабазитов. Вмещающие их отложения метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. Здесь наряду с двуслюдяными и биотитовыми гнейсами, мигматитами, кварцитами присутствуют эпидот-актинолитовые, эпидот-альбит-мусковит-хлоритовые и другие зеленые сланцы, чередующиеся с метаэффузивами основного и среднего состава.

Контрастный метаморфизм пород обусловлен проявлением процесса гранитизации, на что впервые в этом районе обратила внимание И.Б. Филиппова [3]. Радиологический возраст мигматитов определен в интервале 1100–970 млн. лет (уран-свинцовый метод) [3]. Следовательно, вмещающие мигматиты отложения принадлежат нижнему-среднему рифею. Перекрывающие несогласно этот комплекс верхнерифейско-вендские отложения представлены чередующимися пачками известняков, алевролитов, кремнистых и глинистых сланцев с редкими горизонтами эффузивов среднего состава.

**Керуленская зона** расположена на юго-востоке Центрально-Монгольской мегазоны, занимая левобережную часть бассейна р. Керулен. Протяженность ее свыше 150 км при ширине 5–20 км. По данным Л.П. Зоненшайна [23] и О. Томуртоого [24], зона имеет чешуйчатое строение, в котором участвуют аллохтонные пакеты офиолитов, согласно перекрытые венд-кембрийскими вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями островодужного типа. На этом основании О. Томуртоого пришел к выводу о формировании Керуленской зоны на месте поздне-рифейского палеоокеана.

Л.В. Агафонов и С.И. Ступаков [1] выделили в Керуленской зоне два офиолитовых комплекса. Первый комплекс, по их мнению, принадлежит альпинотипным гипербазитам, залегает в основании венд-кембрийских отложений и в базальных

слоях содержит продукты размыва гипербазитов. Второй комплекс ассоциирует с вулканогенно-сланцевой толщей нижнего (?)—среднего рифея, метаморфизованной в эпидот-амфиболитовой фации. Гипербазиты этого комплекса представлены тремолитами и актинолитами, габброиды — габбро-амфиболитами, вулканиды превращены в амфиболовые зеленые сланцы. Такая ассоциация характерна для рифейских складчатых зон в мегазонах Западной и Центральной Монголии. В Южно-Хэнтэйском горстовом поднятии толща зеленых сланцев с офиолитами плаггиомигматизирована и прорвана гранитами среднего рифея. При наложении процессов гранитизации (альбитизации) в офиолитах появляются альбит и олигоклаз, минералы, им чуждые. В ряде мест (см. колонки 7, 8, 9 на рис. 1) зеленосланцевая толща несогласно перекрыта верхнерифей-нижнекембрийскими отложениями, что прямо указывает на ее допозднерифейский возраст. Из распространения зеленосланцевой толщи с метаофиолитами во всех горстовых поднятиях мегазоны Центральной Монголии следует, что вся эта складчатая область сформировалась на месте ранне-рифейского палеоокеана.

Анализ формационного состава разных зон позволяет выявить некоторые отличия осадконакопления в этом палеоокеане. Различия состава разновозрастных формаций, вероятно, обусловлены контрастностью геодинамического режима в разных частях палеоокеана. В северной части, примыкающей к Тувино-Монгольскому микроконтиненту, в среднем рифее образовались кремнисто-сланцевая и аркозавая формации, фиксирующие склон и шельф этого микроконтинента. В направлении на юг состав формаций меняется. В Керуленской зоне широко представлена метабазальтовая океаническая формация, структурно совмещенная с андезитовой формацией островодужного типа. С приближением к Хунгуйской зоне (островной дуге) снова появляется сланцево-карбонатная формация с эффузивами среднего состава, фиксирующая положение склона и шельфа этой островной дуги. Отмеченные особенности осадконакопления в раннем и среднем рифее в мегазоне Центральной Монголии отражены на карте геологических формаций Монголии [14].

Возникновение Хунгуйской островной дуги, сформировавшейся в раннем докембрии на океанической коре протоокеана, привело к обособлению Центрально-Монгольского бассейна. Начиная с раннего рифея, этот бассейн выступает как окраинное море, примыкавшее к Тувино-Монгольскому микроконтиненту. К западу от островной дуги в раннем—среднем рифее оставалось пространство открытого океана (Ургамальская зона). В мегазоне Центральной Монголии к югу от островной дуги распространены океанические формации Озерной зоны. Сюда не продолжается

Ургамальская зона. Вероятно, она перекрыта надвинутой с юга Озерной зоной. Офиолитовые аллохтоны этой зоны известны на дорифейских образованиях у сомона Гоби-Алтай [23].

Формирование континентальной коры в мегазоне Центральной Монголии началось в среднем рифее в островных поднятиях, выступающих в современной структуре в виде горстов. Процесс плаггиогранитизации океанических формаций в среднем рифее сменился в раннем палеозое внедрением интрузивных массивов диорит-гранодиоритовой и гранитной формаций. Массивы гранитоидов с возрастом 410–520 млн. лет известны в Северо- и Южно-Хэнтэйском островных поднятиях [3, 8]. Внедрение гранитоидов продолжалось в этих структурах в позднем палеозое и мезозое. Позднерифейские массивы отличаются многофазностью, в них наблюдается повышенная кислотность и щелочность. По своей сути они характеризуют высокую зрелость континентальной коры.

Таким образом, формирование континентальной коры в мегазоне Центральной Монголии происходило в рифее и палеозое и завершилось в мезозое. Длительность процесса континентальной корообразования здесь невозможно объяснить субдукцией под островные дуги океанической коры разделяющих их бассейнов. Субдукция в концепции тектоники плит предполагает одновременное существование спрединговых зон, а такие зоны здесь отсутствуют. Против этого положения ранее высказывались многие исследователи. В недавно опубликованной статье А.А. Моссаковский с соавторами [21] на примере эволюции палеоокеанических бассейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса установили разную длительность проявления спрединга и субдукции, тем самым поставили под сомнение универсальность важнейшего положения тектоники литосферных плит. Предложенный ими механизм раскрытия океанических бассейнов в свете концепции слоенности литосферы по глубинным срывам на разных уровнях может служить альтернативой плейттектонической концепции.

Применительно к мегазоне Центральной Монголии вероятным объяснением длительности гранитообразования может служить сжатие и тектоническое скучивание островодужных комплексов, их погружение с последующим плавлением уже гранитизированных отложений рифея. Сжатие, сопровождавшееся покровообразованием, наиболее интенсивно проявилось в конце раннего кембрия и сопровождалось перемещением мегазон Западной и Центральной Монголии в западном направлении. Ханхухэй-Бутулиннурский сдвиг на севере и Главный линеамент Монголии на юге являлись теми направляющими рельсами, по которым происходило перемещение. Латеральное перемещение мегазон Западной и Центральной

Монголии, вероятно, происходило по глубинному срыву, располагавшемуся на границе коры и верхней мантии. Сделанный вывод позволяет объяснить приуроченность офиолитов к глубинным надвигам, ограничивающим структурно-формационные зоны, а также конфигурацию самих зон, обращенную выпуклостью на запад.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В свете изложенного выше заслуживают обсуждения две взаимосвязанные проблемы. Первая касается тектонической природы дорифейских выступов Хунгуйской зоны; вторая – происхождения, возраста палеоокеанических бассейнов Северной Монголии.

Дорифейские выступы Хунгуйской зоны обычно рассматриваются как части единого Центрально-Монгольского массива, сохранившегося при распаде протерозойской Пангеи. В качестве доказательства приводятся два аргумента: высокая степень метаморфизма пород выступов и сходство перекрывающих их отложений с чехольными комплексами платформ. Если первый аргумент в какой-то мере и справедлив, то второй в выступлениях Хунгуйской зоны не находит подтверждения. Как было показано выше, разрез выступов имеет двучленное строение. Основание разреза слагают породы протоофиолитовой ассоциации с ортоамфиболитами. Перекрывающие их отложения представлены хомогенными кремнистыми, пелитовыми и карбонатными осадками. Все породы метаморфизованы в амфиболитовой фации метаморфизма. По своей сути это типичные эвгосинклинальные образования. Рифейские отложения с перерывом и несогласием залегают на дорифейских выступлениях. Терригенную формацию в основании разреза сменяют глубоководные осадки большой мощности в отличие от мелководных терригенных и карбонатных осадков чехольных комплексов на платформах (юг Сибирской платформы).

Непреодолимым препятствием для проводимого сравнения служит возраст континентальной коры в описанных выступлениях и на платформах. В первом случае возраст континентальной коры по радиологическим данным оценивается в 2.6–2.437 млрд. лет [16, 19], тогда как на древних платформах континентальная кора сформировалась в интервале 3.1–3.5 млрд. лет [2, 22, 27]. В позднем архее эта континентальная кора подверглась раздроблению с возникновением зеленокаменных поясов [25]. Почти на один миллиард лет континентальная кора Хунгуйской зоны моложе, т.е. она является новообразованной. Рассматривать Хунгуйскую зону в качестве зеленокаменного пояса, сформировавшегося на месте позднерифейского рифта, невозможно, поскольку эта зона находится в обрамлении не раннерифейских блоков, а складчатых зон, возникших на месте рифейского палеоокеана.

Сравниваемые объекты отличаются и по структурному рисунку. Так, складчатая структура выступов в этой зоне характеризуется сопряженной системой линейных антиклиналей и синклиналей, чем она принципиально отличается от строения Тувино-Монгольского микроконтинента, структуру которого определяют позднерифейские гранито-гнейсовые купола. Наконец, морфология Хунгуйской зоны. Обычно к Центрально-Монгольскому массиву относят только ее западную часть, тогда как в действительности эта линейная зона простирается на юг и далее на восток на многие тысячи километров.

Таким образом, меланократовый фундамент, дорифейские океанические формации, новообразованная континентальная кора, а также морфология Хунгуйской зоны позволяют сделать вывод об ее протоокеанической природе. Хунгуйская зона не единственная в Урало-Монгольском складчатом поясе. Близкие по возрасту зоны с дорифейским океаническим фундаментом установлены в Казахстане, Северном и Среднем Тянь-Шане [17, 18], в Южном Прибайкалье [7, 28]. Эти данные позволили автору сделать вывод о протоокеанической природе всего Урало-Монгольского складчатого пояса [19].

В этой связи возникает вопрос о происхождении рифейских и венд-кембрийских океанических бассейнов в суперзоне Северной Монголии. Являются ли они новообразованными или реликтовыми от позднерифейского протоокеана? Решение этого вопроса прямо связано с возрастом океанической коры, т.е. офиолитов. В настоящее время их возраст определяется условно по возрасту перекрывающих формаций или радиологическими методами по наложенной на офиолиты гранитизации. На основании полученных таким путем данных о возрасте офиолитов обычно делается вывод о времени раскрытия палеоокеанов в связи с деструкцией докембрийской континентальной коры. Такой точки зрения на происхождение венд-кембрийских океанических бассейнов Северной Монголии, на месте которых сформировались каледонские складчатые зоны, придерживаются многие исследователи [9, 11, 12, 24 и др.].

По нашим данным, в суперзоне Северной Монголии складчатые зоны сформировались на океанической коре в разное время. Хунгуйская зона по латерали на западе граничит с рифейской Ургамальной зоной, на востоке с мезозонной Центральной Монголии. Палеоокеаническая природа этих зон доказывается широким развитием в них офиолитовых комплексов с разной степенью метаморфизма. Для офиолитов Ургамальной зоны и ее аналогов в мезозоне Центральной Монголии характерна зеленосланцевая фация метаморфизма, что отличает их от офиолитов Озерной зоны. Анализ осадконакопления в этих зонах, времени проявления процессов метаморфизма,

складчатости и гранитообразования позволяет сделать вывод о латеральной миграции процесса становления континентальной коры аккреционным способом в пределах единого океанического пространства в разные отрезки докембрия.

Становление континентальной коры происходило в несколько этапов. Дорифейская континентальная кора Хунгуйской зоны сформировалась за счет преобразования океанической коры мантийными гранитизирующими флюидами. В рифее и венде – кембрии корообразование было обусловлено тектоническим сучиванием островодужных комплексов, их погружением с последующим выплавлением гранитоидов сначала натровой, а затем калиевой специализации. Такие этапы сучивания в мегазонах Западной и Центральной Монголии проявились в конце раннего протерозоя, после среднего и позднего рифея, в конце раннего кембрия. С последним этапом сучивания связано выплавление больших масс гранитоидов во всех разновозрастных складчатых зонах, что привело к их объединению в единый крупный блок с гетерогенной континентальной корой.

В последнее время получены новые данные о среднерифейском возрасте офиолитов в других частях Урало-Монгольского пояса [5, 6, 26 и др.], что позволило А.А. Моссаковскому с соавторами [21] удревнить возраст Палеоазиатского океана до среднего рифея. В суперблоке Северной Монголии наряду с офиолитами венда – кембрия и рифея присутствуют протоофиолиты позднего архея, указывающие на существование уже в это время позднеархейского протоокеана. В этой связи логично допущение, что рифейские палеоокеаны Северной Монголии являются фрагментами этого протоокеана. Более сложным представляется решение вопроса о происхождении позднерифейско-вендско-раннекембрийского палеоокеана, на месте которого сформировались Озерная и Джидинская зоны. Возможны два варианта. Первый – этот палеоокеан унаследован от раннерифейского палеоокеана; второй – палеоокеан возник в результате частичной деструкции континентальной коры, сформировавшейся к концу рифея. На это указывают рифтогенные прогибы с океанической корой венда – раннего кембрия, пересекающие Ургамальскую и Хунгуйскую зоны (см. рис. 1), а также новообразованные Баянхонгорский и Керуленский прогибы со спрединговыми зонами, представленными комплексами параллельных даек [24]. Оба варианта заслуживают дальнейшего изучения. Только установление истинного возраста офиолитов в разновозрастных складчатых зонах позволит приблизиться к познанию эволюции палеоокеанов в истории Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 95-05-8934).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л.В., Ступаков С.И. Петрология и минералогия базитовых, ультрабазитовых и метаморфических пород Керуленской зоны разломов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГ и ГСО АН СССР, 1983. Вып. 2. С. 71–104.
2. Бибилова Е.В., Баадсгард Х., Бойко В.Л. Самарий-неодимовый возраст древнейших метаморфических пород Украинского щита и Омолонского массива // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1985. С. 16–17.
3. Благоданов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б., Палей И.П., Филиппова И.Б. Докембрийские комплексы Северной Монголии – образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1977. С. 18–26. (Тр. Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 22).
4. Бямба Ж. Тектоническое развитие Монголии в позднем протерозое–раннем палеозое и условия образования древних фосфоритов. Автореф. дис. ... док-ра геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1991. 48 с.
5. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 169–181.
6. Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника. 1993. № 6. С. 82–87.
7. Геология и метаморфизм Восточного Саяна // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 5–12.
8. Геология Монгольской Народной Республики // М.: Недра, 1973. Т. 2. 750 с.
9. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
10. Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. 320 с.
11. Зайцев Н.С. Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15–23.
12. Зоненшайн Л.П. Реконструкции палеозойских океанов // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28–71.
13. Зоненшайн Л.П., Томуртогов О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии // Геология и метаморфизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135–144.
14. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: ГУКК, 1989.
15. Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В. Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 106–116.
16. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойской Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

17. Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
18. Макарычев Г.И. Докембрийская континентальная кора Западной Монголии и проблема ее деструкции // Геотектоника. 1988. № 6. С. 63–75.
19. Макарычев Г.И. Первично-океаническая кора Урало-Монгольского складчатого пояса // Геотектоника. 1992. № 1. С. 111–124.
20. Макарычев Г.И., Гесь М.Д., Морковкина В.Ф., Палей И.П. Эволюция земной коры в докембрии Западной Монголии // Эволюция земной коры и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 81–101.
21. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс, геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
22. Моралев В.М., Глуховский Г.З. Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 427–431.
23. Тектоника Монгольской Народной Республики // М.: Наука, 1974. 284 с.
24. Томуртогоо О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
25. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
26. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.
27. Щербак Н.П., Каляев Г.И. Тектоника и стратиграфия раннего докембрия Украинского щита // Тектоника и вопросы металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1980. С. 17–27.
28. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 160 с.

*Рецензенты: В.Е. Хаин, Ч.Б. Борукаев*

## Fragments of Precambrian Oceanic and Continental Crust in Northern Mongolia

**G. I. Makarychev**

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Moscow*

Northern Mongolia features fold zones of distinctive ages. These display three types of ophiolitic suites derived from Vendian–Early Cambrian, Riphean, and Late Archean basins. The Riphean paleoceans can be interpreted as fragments of the Late Archean proto-ocean. Two scenarios are proposed for the genesis of the Late Riphean–Early Paleozoic ocean. The continental crust was formed, in the Early Proterozoic, through reworking of a mafic–ultramafic crust by granitizing fluids, and in the Riphean and Vendian–Early Cambrian, through subsidence and ensuing melting of the granitized substratum.

УДК 551.24(517.3)

## СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

© 1997 г. А. Б. Дергунов, А. В. Рязанцев, О. И. Лунева, А. В. Рихтер

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 07.12.93 г.

Баянхонгорская зона представлена системой узких линейных структур, ограниченных разломами северо-западного простирания. Она включает в себя восточный край древнего Дзабханского массива – микроконтинента и примыкающие к нему с востока каледониды Центральной Монголии – реликты палеоокеанического бассейна. Дзабханский массив имеет архейско-раннепротерозойский фундамент, рифейский и ранне-среднекембрийский(?) чехол. Каледониды представлены венд-раннекембрийскими формациями палеоокеанического бассейна (офиолиты с комплексом параллельных даек), вулканических островов на нем (габброиды, базальты, андезиты-базальты, дациты), турбидитами остаточного бассейна. Рифтогенные осадочные и вулканические формации окраины Дзабханского массива тектонически вовлечены внутрь каледонид.

Непосредственное взаимодействие каледонид Центральной Монголии и Дзабханского массива выражено в переходной зоне признаками среднекембрийской обдукции с тектоническим скупиванием и резким увеличением мощности коры краевой части Дзабханского массива. Последнее, по-видимому, было причиной зонального метаморфизма повышенных давлений, сопровождавшегося образованием гранитоидов, а затем развитием поднятий и ретрошарьяжей. В позднем ордовике–карбоне происходил размыв этих поднятий и накопление пород неоавтохтона, перекрывающих древние покровы, метаморфиты и граниты. В позднем палеозое формирование структур происходило в условиях сжатия с образованием крутых надвигов и взбросов с последующим внедрением гранитоидных плутонов.

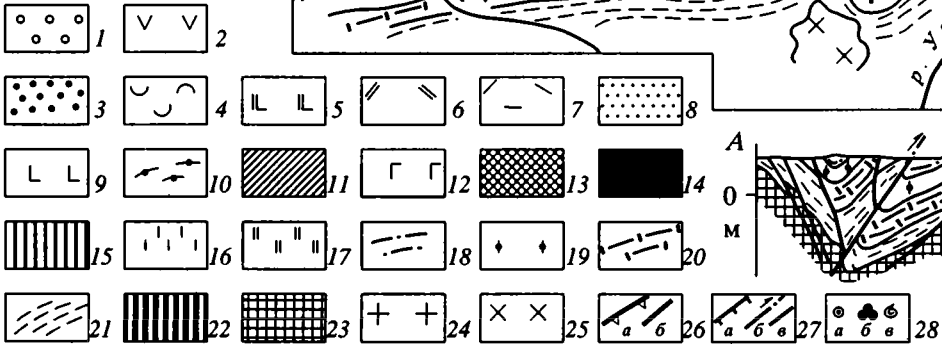
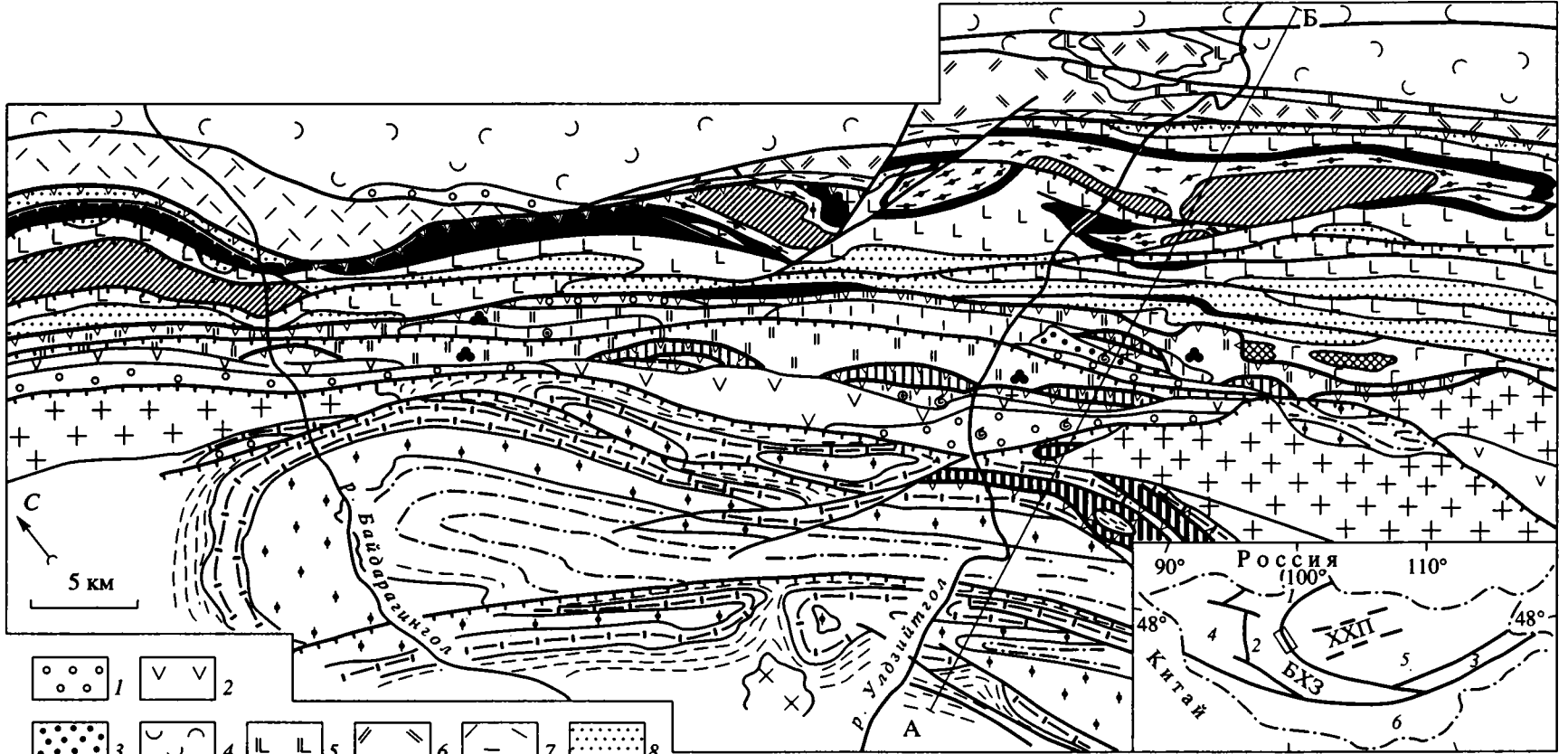
В областях перехода от океанов к континентам происходят мощные процессы геологического взаимодействия и преобразования коры океанического и континентального типов [26]. Особенно перспективным оказалось изучение зон переходов от структур палеоокеанических бассейнов к древним континентам, где видны результаты такого взаимодействия, например, в переходных зонах от каледонид Центральной Азии, сложившихся в результате развития структур венд-раннепалеозойского океана, к древним континентальным массивам [10, 13, 23]. Изучение структур западной окраины Дзабханского и Тувино-Монгольского массивов выявило признаки кембрийских обдуктивных движений, тектонического скупивания со значительным увеличением мощности земной коры, метаморфизмом и гранитообразованием. По всей вероятности, эти процессы играли основную роль в формировании каледонского гранитно-метаморфического слоя и преобразовании океанической коры в континентальную [9, 11, 20, 33].

В последние годы получены новые данные при исследовании зоны перехода от противоположной, восточной, окраины Дзабханского массива к каледонидам Центральной Монголии. Эта зона, названная Баянхонгорской [2, 3, 31] (рисунок), протягивается в виде системы линейных структур

в северо-западном направлении более чем на 300 км, при ширине 10–20 км. Сложная покровно-складчатая структура зоны в центральной и восточной частях представлена в основном каледонскими формациями разных элементов палеоокеанического бассейна, а на западе – архейско-раннепротерозойскими формациями фундамента, рифейскими и кембрийскими формациями чехла Дзабханского массива. Кроме того, здесь развиты метаморфиты, образовавшиеся по породам этого чехла, и позднекембрийские гранитоиды. Верхнеордовикские и более молодые отложения в виде неоавтохтона стратиграфически “запечатывают” покровные структуры, метаморфиты и гранитоиды. Все структуры разбиты позднепалеозойскими крутопадающими разломами на ряд пластин северо-западного простирания (см. рис. 1). Таким образом, в допозднеордовикской структуре Баянхонгорской зоны выделяется ряд продольных структурно-формационных зон, относящихся к разным частям палеоокеана и его континентальных окраин.

### КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПАЛЕООКЕАНА

*Байдарагский выступ, Бумбугерская и Улзийтольская зоны характеризуют восточную*





часть Дзабханского массива. Байдарагский выступ сложен метаморфическими комплексами архея и нижнего протерозоя, представляющими фундамент массива [15, 22]. Налегание осадочно-чехла на метаморфиты фундамента установлено в 18 км восточнее сомона Бумбугер [21]. Там в скальных выходах вскрыты тоналито-гнейсы, непосредственно на контакте с рифейским чехлом превращенные в литифицированный дресвянник (дорифейская кора выветривания), который вверх по разрезу постепенно сменяется доломитовым силтитом. Сначала в дресвянике появляются признаки слоистости и происходит обогащение неокатанными зернами кварца и плагиоклаза, затем в исходном глинистом цементе все чаще встречаются мелкие зерна доломита. Выше по разрезу порода становится песчанистым доломитовым аренимом и силтитом с градационной, иногда косою слоистостью. Базальный горизонт с доломитами погружается на северо-северо-восток

←  
 Схема геологического строения Баянхонгорской зоны в междуречье рек Байдарагингол и Улдзийтгол

1–3 – образования неоавтохтона: 1 – конгломераты, песчаники, алевролиты (C<sub>1</sub>), 2 – вулканиты, конгломераты, песчаники (D), 3 – известняки, песчаники, конгломераты (O<sub>3</sub>); 4 – Дзагинская зона, песчаники, алевролиты (E<sub>2-3</sub>); 5–7 – Шараусгольская зона, комплексы V–E; 5 – базальты, яшмы, 6 – рассланцованные туффыты, песчаники, 7 – известняки, доломиты, базальты, туфы риолитов; 8–15 – Баянхонгорская офиолитовая зона: 8 – граувакки, 9–11 – цаганурская ассоциация: 9 – базальты, 10 – комплекс параллельных даек, 11 – комплекс расслоенных габброидов, 12, 13 – хаирханская ассоциация: 12 – базальты, 13 – комплекс расслоенных габброидов, 14 – ультрабазиты, 15 – нерасчлененные офиолиты; 16, 17 – Улдзийтгольская зона: 16 – алевролиты, известняки, базальты (E<sub>1-2</sub>), 17 – алевролиты, песчаники, доломиты (R<sub>3</sub>); 18–23 – Бумбугерская зона: 18–21 – отложения R<sub>1-2</sub>: 18 – карбонатные и 19 – терригенные турбидиты, 20 – известковистые алевролиты, 21 – углеродистые алевролиты, аргиллиты, 22 – ставролитовые сланцы по углеродистым алевролитам, 23 – интрузии и кристаллические сланцы AR–PR<sub>1-2</sub> (на разрезе); 24 – границы и гранодиориты (E<sub>3</sub>); 25 – гранитоиды (PZ<sub>3</sub>); 26 – границы PZ<sub>1</sub> тектонических покровов, частично ремобилизованные в PZ<sub>3</sub> (а), они же на разрезе (б); 27 – позднепалеозойские разломы: а – надвиги и взбросы, б – они же на разрезе, в – прочие; 28 – места находок органических остатков: а – онколитов, б – строматолитов, в – ракушняковой фауны.

На врезке – положение Баянхонгорской зоны (БХЗ) и Хангай-Хэнтейского прогиба (ХХП) среди крупнейших структур Монголии. Цифры на врезке: 1–3 – докембрийские массивы: 1 – Тувино-Монгольский, 2 – Дзабханский, 3 – Центрально-Монгольский; 4–6 – складчатые системы: 4 – каледониды Западной Монголии, 5 – каледониды Центральной и Восточной Монголии, 6 – герциниды Южной Монголии. Контуром обозначен район исследований.

под углом 60°–70° и имеет видимую мощность до 250 м. Из доломитов В.А. Комаром были собраны и определены строматолиты раннего рифея [3]. Стратиграфические соотношения сохранились на небольших участках, чаще контактом служат разломы с телами метасоматических кварцитов и кварцевыми жилами. Вблизи разломов в чехле местами картируются сорванные складки с опрокинутыми крыльями и пластами, падающими в сторону фундамента.

В этой Бумбугерской зоне, кроме нижнерифейских доломитов, осадочный чехол слагают следующие толщи: черные углеродистые пиритосные алевропелиты (400–600 м), ритмичнослоистые известковистые алевролиты (400–600 м), темные углеродистые терригенные турбидиты (300–500 м), карбонатные турбидиты (300 м). Терригенные разности представлены полимиктовыми, реже кварцевыми, нередко известковыми и углеродсодержащими песчаниками и алевролитами, а карбонатные – песчанистыми в разной мере углеродистыми калькаренидами и кальцисиллитами. Предполагается, что разрез охватывает интервал нижнего–среднего рифея.

Чехол испытал напряженные однотипные деформации, причем нередко наблюдаются дисгармония и срывы на границе толщ разного состава. Наиболее характерны асимметричные линейные складки с крутыми, нередко опрокинутыми юго-западными и пологими северо-восточными крыльями. Складки сопровождаются взбросо-надвигами, которые часто являются срывами по осевым плоскостям этих же складок. Характерно, что одинаковый стиль и ориентировка сохраняются для складок многих порядков, от первых десятков сантиметров до многих десятков метров. По-видимому, эти деформации можно считать складками макро- и микроволочения, которые могли образоваться при движении обдуцированных офиолитовых покровов со стороны палеоокеанического бассейна. При этом в чехле образовывались и пологие тектонические пластины, чаще встречающиеся по мере приближения к Баянхонгорской офиолитовой зоне. В целом чехол смят в крупную относительно пологую осложненную разломами синформу. К северо-востоку от ядра синформы вергентность всех структур сменяется на северо-восточную (см. рис. 1). Там же резко усиливается зональный метаморфизм.

Метаморфическими породами сложены два тектонических покрова, под которыми в виде автохтона находятся относительно слабо измененные углеродистые сланцы и песчаники рифейского чехла [27]. Такие соотношения наблюдались на левобережье р. Улдзийтгол (см. рис. 1), где в тектоническом окне в ядре небольшой антиформы вскрыты черные углеродистые сланцы, перекрытые нижним покровом кристаллических сланцев.

Так же, как и углеродистые сланцы автохтона, эти кристаллические сланцы разбиты на отдельные чешуи и смяты в асимметричные складки многих порядков с отчетливой юго-западной вергентностью. По составу это графитсодержащие крупно- и гигантозернистые (Кв-Пл-Би-Му-Гр-Ст) сланцы среднетемпературных дистеновой и ставролитовой фаций, а также (Кв-Пл-Би-Му-Ди-Силл) сланцы высокотемпературной фации биотит-мусковитовых гнейсов. Возраст метаморфизма 530–540 млн. лет [21, 27].

Верхний покров метаморфических сланцев тектонически перекрывает кристаллические сланцы нижнего покрова и углеродистые сланцы автохтона. Сланцы верхнего покрова представлены графитсодержащими (Кв-Пл-Би-Му-Хл) средне- и мелкозернистыми разностями, относящимися к хлоритовой и биотитовой субфациям зеленосланцевого метаморфизма, а также (Кв-Пл-Му-Хл-Гр) низкотемпературными сланцами “гранатовой” зоны. Исходными породами для верхнего покрова метаморфитов определенно служили углеродистые, глинистые и известковистые алевролиты и песчаники с прослоями карбонатов, соответствующие средней и верхним частям ниже-средерифейского разреза чехла. Кристаллические сланцы нижнего покрова, судя по минеральным парагенезисам и высокому содержанию глинозема, а также по отсутствию карбонатных прослоев, вероятнее всего, образовались за счет нижней углеродистосланцевой части чехла. Не исключено, что в начале тектоно-метаморфического процесса кристаллические сланцы обоих покровов формировались как единый зональный комплекс, позднее разбитый на покровы [27].

Метаморфиты пространственно связаны с интрузией гранитоидов, которая протягивается практически непрерывно к юго-востоку от р. Улдзийтгол на 160 км при ширине около 10 км. В междуречье Улдзийтгола и Байдарагингола кровля ее погружается на небольшую, судя по ореолу роговиков, глубину, поднимаясь вверх на северо-западе территории, где вскрываются тела щелочных гранитов. Преобладающими породами являются двуполевошпатовые и роговообманковые диориты и монзониты, первой фазы внедрения. В этих образованных местами проявлены директивные структуры. Ко второй фазе принадлежат красные щелочные граниты. Гранитоиды обеих фаз скарнируют породы рамы, на контактах с ними образуются роговики. Ранее [21] для пород этого массива К-Аг методом был определен возраст не древнее 550 млн. лет. Предполагается палингенное происхождение и незначительное перемещение гранитоидов из области образования в виде линзообразных тел. Маломощные пластообразные тектонические отторженцы гранитов встречаются в составе нескольких пакетов пластин северо-восточнее гранитоидного массива и пере-

крываются там верхнеордовикскими и более молодыми отложениями.

Более молодые позднерифейские и кембрийские элементы чехла Дзабханского массива установлены в разрезе Улдзийтгольской зоны, начинающемся с верхней части рифея. Данные о стратиграфических соотношениях с разрезом Бумбугерской зоны пока не получено. Бумбугерская зона надвинута на Улдзийтгольскую, с образованием очковых милонитов в подошве покрова. Разрез в видимой части здесь начинается с толщи (1000 м) ритмично переслаивающихся алевролитов и алевропесчаников серо-зеленого цвета с пиритовыми горизонтами и линзами углеродистых сланцев, венчающейся пачкой кварцитовидных песчаников (60 м). Завершает разрез рифейского чехла толща (400–500 м) доломитов со строматолитами позднего рифея (определения В.А. Комара).

К чехлу относится также известняково-сланцевая толща (600 м) с линзами афировых базальтов и силлами долеритов. Эта толща с азимутальным несогласием и базальтными конгломератами залегает на верхнерифейских доломитах. В конгломератах галька сложена доломитами, известняками, жильным кварцем, песчаниками, алевролитами, реже – вулканитами среднего и кислого состава. Выше залегают онколитовые калькарниты, алевролиты, граувакковые песчаники с плохо окатанными зернами кварца, полевых шпатов, реже кислых эффузивов и гранитоидов. Характерны следы временного осушения и другие признаки мелководной седиментации. Карбонатные породы на нескольких уровнях содержат онколиты. О ранне-среднекембрийском возрасте толщи позволяют судить обнаруженные в верхней пачке онколитовых известняков остатки хиолитоидей, трилобитов и беззамковых брахиопод *Acrotretidae* (определение Г.Т. Ушатинской). Формационный состав, насыщенность разреза силлами и потоками базальтов, а также пограничное положение с офиолитовой зоной позволяют интерпретировать кембрийский элемент чехла как формуацию пассивной континентальной окраины.

По-видимому, на континентальной окраине формировались вулканиты основного и кислого состава, карбонаты и терригенные породы, основное поле распространения которых находится северо-западнее описываемого района, в бассейне р. Шараусгол. там они выделяются как баянхонгорская серия венд-раннекембрийского, по онколитам, возраста [5, 7]. В пределах описываемого района толща аналогичных отложений названа шараусгольской свитой. Она отделена от Дзабханского массива полосой выходов офиолитов, имеющей тектонические ограничения (см. рис. 1). В долине р. Байдарагингол в разрезе свиты с юга на север (снизу вверх) наблюдаются:

1. Чередующиеся краснокаменные и зеленокаменные базальты, узловато-слоистые глинистые

известняки, риолитовые туффиты, гравелиты, конгломераты с галькой кварцевых риолитов – 200 м.

2. Плотные доломитизированные известняки с обломочной текстурой – 150 м.

3. Массивные известняки с прослоями (2–10 см) черных алевролитов, миндалекаменных базальтов и кремнистых алевролитов – 250 м.

Предполагается, что в долине р. Улдзийтгол разрез надстраивает мощная толща метатуффитовых (?) сланцев (1000 м) с пачками базальтов (150 м), разлинзованных полосчатыми яшмами и кремнистыми алевролитами. Общая видимая мощность шараусгольской свиты достигает 1750 м. Ее венд-раннекембрийскому возрасту, по аналогии с баянхонгорской серией, не противоречат найденные нами в яшмах в районе оз. Довстцаганнур спиккулы губок. Ассоциация пород в разрезе с учетом присутствия среди вулканитов пикрито-базальтов [5, 30] может сопоставляться с формациями континентальных рифтов, по [19]. Рифтогенез, по-видимому, предшествовал раскрытию Баянхонгорского палеобассейна. Предполагается, что в целом они составляют *Шараусгольскую зону*, характеризующую фрагмент континентальной палеоокеаны этого бассейна.

## КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

*Баянхонгорская офиолитовая зона* – наиболее яркий представитель переработанных реликтов палеоокеанического бассейна Центральной Монголии – вытягивается на 300 км относительно узкой (2–10 км) полосой и имеет тектонические границы с образованиями соседних структурно-формационных зон (см. рис. 1). Юго-западный край зоны погружается под надвинутые в раннем палеозое элементы Дзобханского массива, и этот контакт повторяется на поверхности по системе позднепалеозойских взбросо-надвигов. Северо-восточный край отделен ремобилизованным в позднем палеозое крутым разломом от Шараусгольской зоны. С офиолитами тесно ассоциируют и согласно их перекрывают граувакки, вместе с которыми они образуют сложную систему складок и тектонических покровов. По набору пород и петрохимическим особенностям офиолиты делятся на цаганнурскую и хаирханскую ассоциации, разделенные крутым разломом, вдоль которого протягиваются линзы серпентинитов (см. рис. 1).

Породы цаганнурской ассоциации слагают в основном центральную и северную части офиолитовой полосы, имеющей антиформное строение, а породы хаирханской ассоциации – складки и тектонические покровы вдоль ее юго-западного края [30]. В разрезе цаганнурской ассоциации в ядре и на крыльях антиформы снизу вверх наблюдаются комплексы расслоенных габброидов,

параллельных даек, серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, пиллоу-базальтов. Расслоенные габброиды слагают вытянутые массивы протяженностью 8–10 км, при ширине до 2 км. Кумулятивные структуры проявляются в ритмичном чередовании меланократовых (до пироксенитов) и более лейкократовых разностей. Некоторые элементы структуры сложены массивными габбро.

Комплекс параллельных даек прослежен на 30–35 км в виде полос шириной 250–300 м и представлен афировыми и плагиофировыми долеритами [16, 25, 30]. Ориентировка даек конформна общей стратификации, мощность их 0.2–2 м. Собственно комплекс параллельных даек, где наблюдаются соотношения “дайка в дайке”, имеет четкие верхнюю и нижнюю границы, являющиеся поверхностями срывов и тектонического проскальзывания. В нижней части разреза в скринах обособляются габброиды, а в верхней – ультрабазиты. В залегающих выше ультрабазитах дайки раздроблены и представлены линзовидными блоками ридингитизированных пород, ориентированными вдоль общего простирания. Отмечалось проникновение даек в толщу базальтов и признаки того, что они являются подводными каналами [16].

На левом берегу р. Улдзийтгол дайки, образующие сгущения среди габброидов, по простиранию конформны полосчатости, но падают на 15°–20° круче. Отдельные дайки располагаются резко дискордантно.

Дунит-гарцбургитовый комплекс залегает между комплексом параллельных даек и базальтами в виде горизонта мощностью 50–100 м. В разрезе преобладают серпентинизированные гарцбургиты. Повсеместно проявлена меланжированность. На правом берегу р. Байдарагингол, где мощность увеличивается до 250 м, этот уровень представлен серпентинитовым меланжем с обрывками даек и блоками габбро и пироксенитов.

Пиллоу-базальты с сорванным контактом залегают на ультрабазитах. Как и в дайках, здесь отмечаются афировые и порфиоровые разности с преобладающими серо-зелеными окрасками. В средней части разреза появляются горизонты и пачки гиадокластитов. Местами присутствуют линзовидные прослои фтанитов. Неполная, за счет срезания в нижней части, мощность – 50–200 м. В известняках межшарового заполнения на правом берегу р. Улдзийтгол при растворении обнаружены спиккулы губок.

В хаирханской ассоциации из последовательности выпадает комплекс параллельных даек. В комплексе расслоенных габброидов присутствуют дифференциаты вплоть до габбро-диоритов. Полосчатые серии в них нарушаются инъекциями пегматоидных пироксенитов и габбро. Серпентиниты местами выклиниваются, и базальты залегают на габброидах. Эффузивы прорваны рядами

жил плагиогранофиров мощностью 2–5 м. В эффузивной толще в подчиненном объеме, кроме базальтов, находятся андезито-базальты, дациты и единичные прослои кремнистых туффитов. Характерно присутствие в разрезе краснокаменных оливиновых базальтов.

В пределах исследованной территории в структуре Баянхонгорской офиолитовой зоны наблюдается система линейных складок. Особенно хорошо она видна в полосе развития цаганнурской ассоциации, где разрез последовательно наращивается на крыльях и замыканиях складок. Первичная последовательность обосновывается присутствием базальных конгломератов в разрезе грауваккового комплекса. Элементы складок подтверждаются и залеганием полосчатости в габброидах, но вследствие дробления на отдельных участках довольно обширные площади сложены брекчиями с размером глыб до нескольких метров, в которых полосчатость габбро и обрывки даек ориентированы хаотически. На северном крыле антиформы на правом берегу р. Улзийтгол наблюдаются опрокинутые залегания и ограничивающий ее разлом, по-видимому, также наклоненный на северо-восток.

По содержаниям Cr, Ni, Co [16] и редких земель базальты цаганнурской ассоциации имеют сходство с толеитами СОХ [1, 19], хотя по сравнению с последними они обогащены литофильными элементами [16]. Габбро и породы даек также принадлежат толеитовой серии. Среди пород хирханской ассоциации наряду с толеитами заметную роль играют породы субщелочного ряда. По высоким содержаниям Ti и K особенно выделяются краснокаменные базальты, состав которых отвечает субщелочным оливиновым базальтам океанических островов. В целом по присутствию дифференциатов среднего и кислого состава, петро-геохимическим особенностям вулканиты сравнимы с натриевой и калий-натриевой сериями островов на СОХ, по [1]. Не противоречит такому сравнению отнесение габброидов обеих ассоциаций к высокотитанистому типу, который, по [34], может, в частности, формироваться в океанических бассейнах, возникших при раздвиге континентальной коры.

Венчается разрез офиолитовой зоны граувакковым комплексом, который согласно, местами с базальными конгломератами залегает на эффузивах. Нижняя часть его (250 м) представлена серыми слюдястыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, иногда фтанитами с редкими пластами и линзами калькаренинов, которые в верхней части чередуются с песчаниками (300 м). В обломочной части песчаников и алевролитов присутствуют зерна вулканогенного кварца, полевых шпатов, карбонатов, эффузивов и туфов разного состава. Граувакки могут знаменовать

короткий этап прекращения спрединга и заполнения бассейна в начале эпохи тектонического суживания.

Необычное положение ультрабазитового комплекса в разрезе между дайковым и базальтовым определенно показывает, что ультрабазиты залегают выше габбро, по крайней мере, уже к этапу формирования комплекса параллельных даек. Об этом свидетельствует состав скрин и признаки интрузивного воздействия габброидов на ультрабазиты [17, 30], которые, по-видимому, представляют реликт кровли внедрявшихся габброидов. По наличию высокобарической роговой обманки в габбро [16, 17] можно судить о большой глубине их кристаллизации и, соответственно, изначально большой мощности кровли, большей, чем сохранившаяся мощность перекрывающих магматических комплексов. Гипотетический механизм сокращения мощности ультрабазитов за счет их “стекания” с кровли всплывающих габбровых массивов описан в [8].

О возрасте офиолитов имеется мало данных. Для габбро получены цифры  $569 \pm 21$  млн. лет, соответствующие раннему кембрию [14]. Базальты, судя по спикулам губок в межшаровых известняках, не древнее кембрия. Граувакки, по-видимому, не древнее венд-нижнекембрийской шараусгольской свиты, за счет размыва которой в обломках присутствует вулканогенный кварц. Можно предположить, что граувакковый комплекс является стратиграфическим аналогом нижне-среднекембрийской толщи чехла Байдаргского выступа, о чем свидетельствует фациальное сходство некоторых элементов их разрезов. Возраст выделенных ассоциаций в составе офиолитовой зоны оценивается как ранне-среднекембрийский для габброидов, даек и эффузивов и граувакк.

На северо-восточной окраине описываемого района выделяется *Дзагинская зона*, которую выполняет мощная и однообразная терригенная толща олигомиктовых (кварц, плагиоклаз) турбидитов – дзагинская серия. Отсюда она прослеживается далеко на восток за пределы Баянхонгорской зоны вдоль северо-западного крыла Хангай-Хентейского прогиба [5, 6, 32]. На нескольких участках северо-западной окраины Баянхонгорской зоны (р. Шараусгол) было установлено, что эта серия с размывом и базальными конгломератами, но конформно перекрывает баянхонгорскую серию (шараусгольскую свиту).

Практически всюду толща терригенных турбидитов смята в устойчивые по простиранию крутые, нередко изоклинальные складки многих порядков и часто, особенно в зонах разломов, подвергнута зеленосланцевому метаморфизму. Структурные особенности позволяют выделять площадь развития дзагинской серии в самостоятельную структурную зону, несмотря на стратиграфические

соотношения с шараусгольской свитой. Средне-позднекембрийский возраст турбидитовой толщи определяется прежде всего ее стратиграфическим положением, а также находками следов жизнедеятельности палеозойских червей [5]. Литологические особенности свидетельствуют об образовании этих пород в основном за счет размытия сиалических континентальных массивов, продукты разрушения которых разносились турбидными потоками. Накапливались они, вероятно, непосредственно после сочленения с Сибирским кратоном Дзабханского и других массивов у подножья их склонов, в обширной каньонно-веерной системе в пелагических условиях, аналогичных зонам лавинной седиментации современных океанов [18]. Следует подчеркнуть большое сходство описываемой толщи по составу, возрасту, строению и тектоническому положению с горноалтайской серией Западной Монголии и Алтае-Саянской области [6, 12].

### КОМПЛЕКСЫ НЕОАВТОХТОНА

Доагиллские структуры “запечатываются” образованиями неоавтохтона, сложенного формациями позднего ордовика и среднего палеозоя. Выходы верхнеордовикских отложений развиты в виде узких полос в междуречье рек Улдзийтгол и Буридуингол, тяготея к площади Байдарагинского выступа и его контакта с Баянхонгорской офиолитовой зоной. Стратиграфический контакт верхнеордовикских отложений с тектонической пластиной, сложенной позднекембрийскими гранитоидами, установлен на левобережье р. Улдзийтгол, в 2.5 км юго-восточнее вершины горы Дэльхайрханула. Здесь вскрыта выветрелая поверхность буровато-красных микроклиновых граносиенитов, постепенно переходящих в дресвяник, а затем – аркозовый гравийный песчаник, в котором выше начинают различаться признаки параллельной и косой слоистости и неправильной ритмичности, появляются линзы конгломератов. Вверх по разрезу уменьшается размер обломков и начинается переслаивание красноцветных алевролитов и аргиллитов с редкими пропластками оливково-серых тонкозернистых песчаников. Мощность базальных аркозовых отложений 150 м.

На аркозах залегает грубослоистая толща преимущественно калькаренитов, ракушечников и органогенных серых известняков с обильными остатками мшанок, кораллов, трилобитов и брахиопод: *Hesperorthis acuticostata Rozman*, *H. aff. latecostata Rozman*, *Strophomena aff. boishenkoi Rozman*, *Wysogarskiella mongoliensis Rozman* и др., принадлежащими, по заключению Д.А. Андреева, ашгиллскому ярусу. В калькаренитах встречаются зерна и галька кварца, кремней, яшм, сланцев и песчаников. Мощность известняковой толщи не более 200 м. Вся толща, также, как и размытая

поверхность гранитов, погружается на юго-запад под углом 60°. Латеральные изменения в составе базальной толщи выражены в появлении грубо-валунных конгломератов, с преобладающими валунами позднекембрийских гранитоидов, или, в случае налегания на древние терригенно-карбонатные толщи, замещении аркозов красными мергелями. Формационно эти отложения сопоставимы с терригенно-карбонатными чехлами, формирующимися на пассивных континентальных окраинах.

К узким часто односторонним грабенам приурочены образования среднего палеозоя. Они протягиваются, как правило, вдоль разломов на границах структурно-формационных зон. Грабены, заполненные фаунистически охарактеризованным терригенным силуром и имеющие ширину 100–250 м, картируются вдоль контакта Байдарагского выступа и Бумбугерской зоны.

Разрез девона имеет двучленное строение. В нижней части (200 м) преобладают красноцветные и пестроцветные терригенные отложения, часто конгломераты с галькой преимущественно карбонатных пород, прослоями туффитов кислого состава, а в верхней части (500–600 м) – вулканиты дифференцированной серии с преобладающими трахиандезитами, реже трахибазальтами и в подчиненном количестве – кварцевыми трахириолитами. Девон заполняет грабен шириной до 3 км на границе Бумбугерской и Ульдзийтгольской зон и узкие грабены в пределах Ульдзийтгольской зоны. В пределах Бумбугерской зоны девон, по данным А.Ф. Бойшенко (1976), фаунистически датирован. Формационно образования девона могут интерпретироваться как молассы и комплекс орогенных вулканитов, характерный для активных континентальных окраин андского типа.

Каменноугольные отложения залегают трансгрессивно, перекрывая девонские или более древние образования. Разрез представлен переслаивающимися валунными и галечными конгломератами, сменяющимися вверх сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с горизонтами и линзами известняков. Здесь обнаружены остатки криноидей, мшанок и брахиопод: *Torynifer*, *Neospirifer*, *Dengalos gobica Manankov et Pavlova*, 1981, верхнего подъяруса визейского яруса (определения С.С. Лазарева). Венчают разрез углистые сланцы, алевролиты и песчаники. Широкие грабены, заполненные карбоном, протягиваются в пределах Байдарагского выступа, вдоль границы рифейских и дорифейских образований. Вдоль границы Бумбугерской и Ульдзийтгольской зон они выполняют грабен шириной до 2.5 км. Узкие (до 600 м) грабены протягиваются вдоль границы Баянхонгорской офиолитовой зоны с Ульдзийтгольской зоной и между Шараусгольской и Дзагинской зонами. По-видимому,

каменноугольный комплекс отражает вновь наступившую пассивную стадию континентальной окраины.

Более молодые отложения развиты локально. Широким распространением пользуются позднепалеозойские гранитоиды, слагающие крупные массивы к юго-западу и к северо-востоку от Баянхонгорской зоны. В пределах Шараусгольской и Дзагинской зон широко проявлено ороговикование, свидетельствующее о близости кровли интрузий этого комплекса.

### СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ

К юго-западу от офиолитов, т.е. непосредственно между структурами, сложенными океаническими и континентальными формациями, находится зона очень сложного строения. Здесь наблюдается последовательное аллохтонное налегание на образование Баянхонгорской офиолитовой зоны Ульдзийтгольской и Бумбугерской зон. Наиболее очевидны эти соотношения на правом берегу р. Ульдзийтгол к северу и к югу от горы Дэльхирханула, где благодаря продольному позднепалеозойскому взбросу, амплитуда которого оценивается в 3 км, последовательность аллохтонных контактов повторена дважды (см. рис. 1).

Все толщи и пластины пород в описываемой зоне погружаются в юго-западном направлении и располагаются в плане в одинаковой структурной последовательности. На офиолитах и граувакках основной полосы Баянхонгорской офиолитовой зоны с извилистым в плане тектоническим контактом залегают терригенные и карбонатные отложения Улдзийтгольской зоны, на которых после мало мощной (100–120 м) пластины с полным набором пород офиолитовой ассоциации залегают пластины позднекембрийских гранитоидов. В северо-восточном блоке пакет пластин смят в синформу с сорванной молодым взбросом центриналиью и “запечатывается” верхним ордовиком и карбоном неавтохтона. Конформность пластин и неавтохтона, вероятно, указывает на близкое к горизонтальному первичное залегание тектонических покровов. В юго-западном блоке пакет пластин перекрывается девоном и карбоном. Гранитоиды здесь интенсивно тектонизированы и превращены в очковые милониты с линзами метаморфизованных пород чехла Бумбугерской зоны.

Анализируя имеющиеся данные, можно предположить, что верхний ордовик первично запечатывал систему тектонических покровов, в которую входил не только картируемый непосредственно перекрываемый пакет, но и тектонические пластины, представляющие в современной структуре Баянхонгорскую офиолитовую и Шараусгольскую зоны. Время образования этих покро-

вов приходится на ранний–средний ордовик. Учитывая направление перемещения аллохтонов по отношению к предшествовавшему этапу предполагаемой обдукции, эти структуры можно интерпретировать как ретрошарьяжи. Деформация неавтохтона и подстилающих тектонических покровов приходится на эпоху сжатия в позднем палеозое, когда возникли крутые линейные в плане структуры, осложненные системой продольных взбросов, взбросо-надвигов и сдвигов.

### АНАЛИЗ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ

Наиболее важные особенности строения Баянхонгорской зоны и Дзабханского массива, по всей вероятности, отражают основные этапы развития и тектонического взаимодействия структур палеоокеанического бассейна Центральной Монголии и микроконтинента (Дзабханского массива). В рифее Дзабханский массив, по-видимому, являлся элементом материковой развивавшейся преимущественно в пассивном режиме окраины Гондваны [24] или системы континентальных блоков Катазии [4], где активно проявились процессы рифтогенеза. Рифтогенные прогибы заполнялись терригенными и обломочными карбонатными отложениями (турбидитами), часто высокоуглеродистыми и пиритиносными.

В венде и раннем кембрии на этой окраине активизировался рифтогенез с проявлениями континентального вулканизма, запечатленного в разрезах Шараусгольской зоны [5, 30]. Эти события отразились в разрезе Ульдзийтгольской зоны Дзабханского массива в виде несогласия внутри чехла и появления среди терригенно-карбонатных отложений силлов и потоков базальтоидов. Этот элемент чехла, по-видимому, отражает этап дробления Дзабханского массива с отделением от его края континентального блока (Шараусгольская зона) и возникновением между ними Баянхонгорского бассейна – части Палеоазиатского океана. После завершения этапа активного спрединга Баянхонгорский бассейн заполнялся граувакковым комплексом. В среднем кембрии геодинамическая обстановка резко изменилась и произошло сближение Дзабханского массива и более мелких континентальных блоков с Сибирским кратоном. Коллизионное скупивание и, вероятно, обдукция привели к увеличению мощности земной коры. Погружение ее частей в зону высоких температур и давлений привело к метаморфизму и палингенному гранитообразованию [27]. Эти процессы, по-видимому, сопровождались ростом поднятий и заполнением остаточного бассейна однообразными на огромных площадях турбидитами (дзагинская свита, горноалтайская серия). Можно предполагать, что область бывшего палеоокеанического бассейна превратилась

в покровно-складчатое сооружение к позднему ордовики. Девонские отложения налегают непосредственно на сложноскладчатые толщи турбидитов.

Рассматривая развитие тектонического взаимодействия Дзабханского массива с палеоокеаническими бассейнами, нетрудно заметить, что с венда до девона оно было симметричным с обеих сторон микроконтинента (западной и восточной в современных координатах). Однако в интервале девон–поздний палеозой симметричность нарушается, и это объясняется, по-видимому, влиянием процессов, происходивших в герцинских океанических бассейнах Южной Монголии. Предполагается, что маломощный терригенно-карбонатный позднеордовикский чехол является индикатором пассивной окраины начальной стадии раскрытия бассейнов Южной Монголии, описанных как первичные рифтогенные прогибы [28, 29]. Переход к конвергентному соотношению плит отражают формации девона, в разрезе которого преобладают молассы и вулканиты дифференцированной серии от трахибазальтов до трахириолитов, сравнимые с формациями активных континентальных окраин андского типа. Прогибание и заполнение Хангай-Хэнтейского бассейна в девоне и ранней перми происходит по типу задуговых депрессий. Отмирание бассейнов Заалтайской зоны [28] на данной территории в визе вновь привело к появлению формаций терригенно-карбонатной и угленосной, типичных для пассивных окраин. В среднем карбоне коллизия в западной части герцинского бассейна (Бурунхурайская зона) отразилась в каледонидах сжатием с образованием крутых линейных структур, осложненных взбросо-надвигами северо-восточной вергентности, сдвигами и сопряженными грабенами. Синхронно позднепермской коллизии на юге Монголии [28] в Баянхонгорской зоне произошло внедрение плутонов гранитоидов, воздымание и глубокая эрозия структуры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.И. и др. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 440 с.
2. Бойшенко А.Ф. Докембрий Баянхонгорской структурно-фацальной зоны (Центральная Монголия) // Сов. геология. 1977. № 12. С. 136–141.
3. Бойшенко А.Ф. О возрасте пород метаморфического комплекса Баянхонгорской зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 48–55.
4. Брежнев В.Д., Раабен М.Е. К протерозойской истории бассейнов Катазии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 2. С. 3–17.
5. Вознесенская Т.А. Вещественный состав отложенный каледонского обрамления Хангайского синклинория (Центральная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 6. С. 69–83.
6. Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б. Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадокских отложений Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 79–94.
7. Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б., Даждаваа З. Новые данные по литологии и стратиграфии нижнепалеозойских отложений Хангая (МНР) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 3. С. 34–39.
8. Герман Л.Л., Рязанцев А.В. Микрогаббровая зона офиолитовых массивов и проблема родоначальной магмы // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1988. № 4. С. 71–75.
9. Дергунов А.Б. Зоны тектонического скупивания в каледонидах Центральной Азии // Геотектоника. 1988. № 3. С. 63–75.
10. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 473).
11. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. № 3. С. 40–52.
12. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 196 с.
13. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналиях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
14. Кебезинская П.К., Кебезинская К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 718–721.
15. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
16. Коптева В.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О. Строение верхней части офиолитового разреза Баян-Хонгорской зоны Монголии // Геотектоника. 1984. № 6. С. 39–54.
17. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы к геологии и петрологии Баян-Хонгорского базит-ультрабазитового пояса в Центральной Монголии // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, СО, 1980. С. 27–54. (Тр. Ин-та геол. и геоф.; Вып. 46).
18. Лисицин А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 6. С. 3–27.
19. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
20. Макарычев Г.И. Первичноокеаническая природа коры Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1992. № 1. С. 111–124.
21. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
22. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
23. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 320 с.

24. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–32.
25. *Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблема расслоенности земной коры // *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 1980. С. 64–104.
26. *Пушаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // *Геотектоника*. 1982. № 5. С. 3–166.
27. *Рихтер А.В., Дергунов А.Б., Лунева О.И., Рязанцев А.В.* Гранитно-метаморфический комплекс в чехле Бумбугерского массива (Монголия) // *Геотектоника*. 1994. № 4. С. 73–79.
28. *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.* Тектоника индосинид Монголии // *Геотектоника*. 1989. № 6. С. 13–27.
29. *Руженцев С.В., Розман Х.С., Минжин Ч.* О времени формирования Южно-Монгольского палеоокеана // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 319. № 2. С. 452–456.
30. *Рязанцев А.В.* Офиолиты Баянхонгорской зоны в структуре палеозоид Монголии // *Докл. РАН*. 1994. Т. 336. № 5. С. 651–654.
31. *Томуртогоо О.* Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
32. *Филиппова И.Б.* Развитие Хангайского синклинали в среднем и верхнем палеозое // *Сов. геология*. 1969. № 6. С. 43–58.
33. *Хаин Е.В.* Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // *Геотектоника*. 1989. № 5. С. 38–51.
34. *Serri G.* The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52. P. 203–212.

*Рецензенты: А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев*

## **Structure and Geological History of the Bayan-Khongor Zone, Central Mongolia**

**A. B. Dergunov, A. V. Ryazantsev, O. I. Luneva, and A. V. Rikhter**

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Moscow*

The Bayan-Khongor zone consists of a number of narrow linear structures limited by NW–SE-trending faults. The zone embraces the eastern margin of the ancient Dzabkhan massif (microcontinent) and the adjacent Caledonides of central Mongolia (relics of the paleoceanic basin) to the east. The Dzabkhan massif consists of an Archean–Early Proterozoic basement and a Riphean to mid–Early Cambrian (?) sedimentary cover. The Caledonides include Vendian and Early Cambrian rock associations derived from a paleoceanic basin (ophiolites and sheeted dikes), volcanic islands (gabbros, basalts, basaltic andesites, and dacites), and turbidites of a residual basin. The rift-related sedimentary and volcanic associations of the Dzabkhan massif's margin are also found in the Caledonides. A direct interaction between the central Mongolia Caledonides and the Dzabkhan massif is proved by some features of the Middle Cambrian obduction, tectonic stacking, and a dramatic increase of the thickness of the earth's crust in the Dzabkhan massif's margin. The latter phenomenon possibly caused a high-pressure metamorphic zoning and the formation of granitoids followed by the development of uplifts and retronappes. These uplifts were eroded during the Late Ordovician–Carboniferous, providing a source for neoautochthonous rocks overlying ancient nappes, metamorphites, and granites. During the Late Paleozoic, compression prevailed giving rise to high-angle thrusts and reverse faults succeeded by granitic plutonism.



УДК 551.242.2(261/264+267)

**КОСЫЕ РАЗЛОМЫ В АТЛАНТИЧЕСКОМ И ИНДИЙСКОМ ОКЕАНАХ**

© 1997 г. Ю. М. Пущаровский, С. Г. Сколотнев

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 21.03.96 г.

Рассмотрены разрывные структуры дна Атлантического и Индийского океанов, косо ориентированные по отношению к простиранию спрединговых хребтов или зон рифтинга. Они представлены тремя главными типами: трансформными разломами; структурами, в основном разломной природы, располагающимися в межтрансформных пространствах; деформациями, находящимися вне трансформных зон. Существуют также нарушения, пересекающие трансформные разломы. В Центральной Атлантике распространены все эти разновидности. В Индийском океане и Африкано-Антарктическом хребте господствуют косоориентированные нарушения, выраженные трансформными разломами.

Показано, что среди геодинамических факторов, порождающих косую ориентировку разломных нарушений, могут быть: глубинные плюмы; силы, действующие со стороны рамы спредингового хребта; общее продольное растяжение спредингового хребта в фазе его активной проградации.

Косоориентированные разломные структуры в океанах отражают нелинейные геодинамические воздействия на процессы поступательного океанского структурообразования.

Сравнительное изучение Атлантики и Индийского океана, выполненное недавно одним из авторов [14], заключает обстоятельное рассмотрение разломной тектоники. В данной публикации авторы хотят охарактеризовать и сопоставить так называемые косые разломные структуры, под которыми понимаются, с одной стороны, разломы, косо расположенные по отношению к генерализированному направлению осевой рифтовой долины срединно-океанических хребтов, а с другой, косо ориентированные по отношению к простиранию самих хребтов. Ранее было показано [12, 13], что тектоническая структура обоих океанов весьма изменчива, отражая региональные и локальные неоднородности глубинного строения, а также эффекты взаимодействия разнонаправленных сил различной природы. Анализ косых структур океанского дна способствует углублению понимания причин этой изменчивости.

Должны констатировать очень большую разницу в степени изученности разломной тектоники Атлантического и Индийского океанов. В отношении разломов Атлантики существует множество публикаций; одна из последних среди них – книга “Разломные зоны Центральной Атлантики” [15]. К ней мы и отсылаем читателей, интересующихся конкретными сведениями о крупнейших из них. Что касается Индийского океана, то здесь подобного рода трудов нет, и мы сочли необходимым там, где это было возможно и нужно для развития темы статьи, привести конкретные сведения о строении разломных зон. Возможно, что следствием этого стала некоторая разноплановость в изложении материала, но информативность текста, безусловно, повысилась.

**АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН**

Общий план простираний структур дна Атлантики определяется направлением рифтовой долины, местами устойчивым на больших расстояниях, местами изменчивым, и, как правило, ортогональными к нему трендами трансформных разломов, по крайней мере в пределах сводовой части Срединно-Атлантического хребта. Гряды рифтовых гор в основном субпараллельны осевой рифтовой долине, а поперечные хребты и присутствующие в ряде мест протяженные депрессии, являющиеся, как можно думать, приразломными долинами прежних трансформных разломов, субпараллельны трансформным разломам. В то же время на океанском дне повсеместно как в пределах сводовой части Срединно-Атлантического хребта, так и на его флангах и в зафланговых абиссальных котловинах наблюдаются структуры иных простираний, косых по отношению и к тренду рифтовой долины, и к тренду трансформного разлома. Заметим, однако, что, поскольку трансформные разломы нередко за пределами сводовой части хребта существенно меняют простирание, то в таких местах структуры, им параллельные или ортогональные, будут косыми по отношению к простиранию осевой рифтовой долины; в пределах же самой рифтовой долины иногда встречаются узкие впадины и поднятия либо их цепочки, косо расположенные по отношению к ее основному простиранию.

Представляется, что для Атлантического океана возможно оценить самый общий характер и масштаб распространения косых структур, используя карту ГЕВКО масштаба 1 : 10000000 [22].

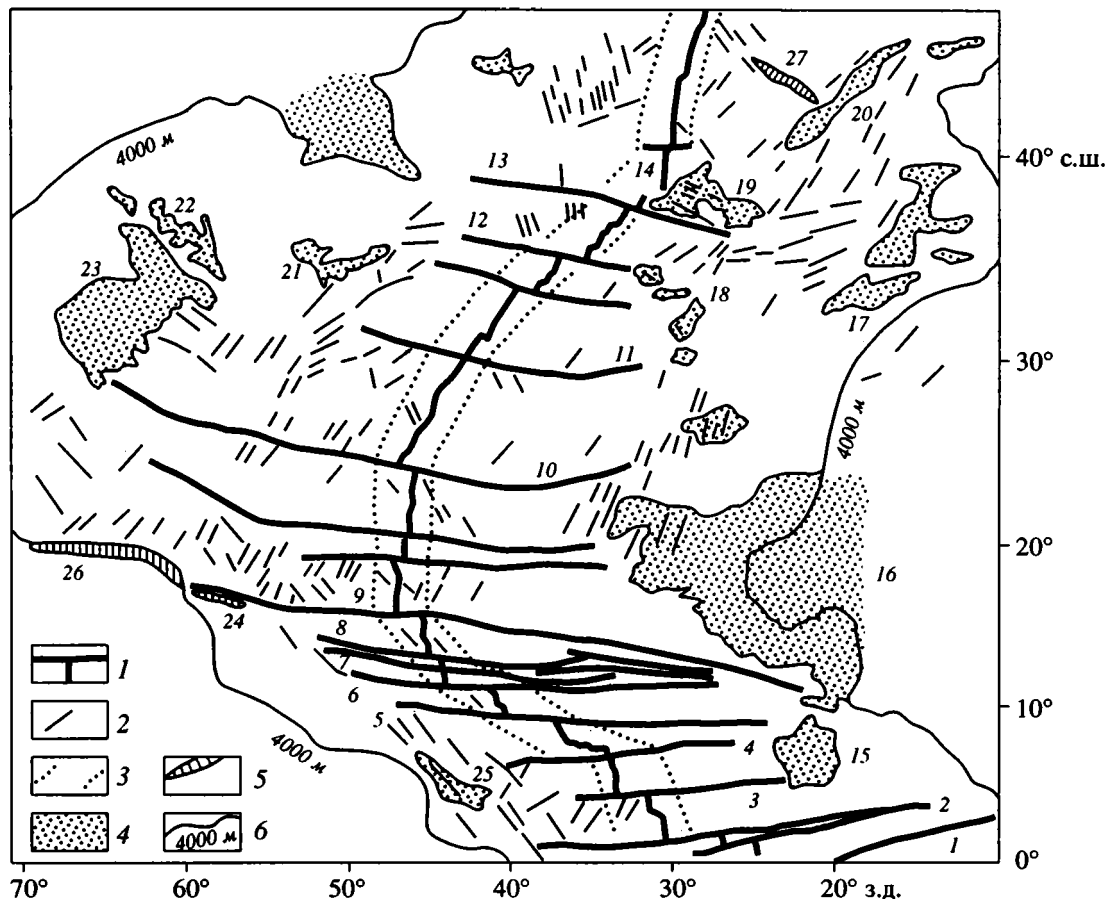


Рис. 1. Схема разломов Центральной Атлантики. Составлена на основе карты GEVCK [22].

1 - рифтовая долина; 2 - разломы; 3 - границы сводовой части хребта; 4 - поднятия океанического дна; 5 - желоба и трюги; 6 - изобата 4000 м. Цифрами обозначены трансформные разломы: 1 - Романш, 2 - Сан-Паулу, 3 - Страхова, 4 - Сьерра-Леоне, 5 - Долдрамс, 6 - Вима, 7 - Меркурий, 8 - Марафон, 9 - Зеленого Мыса, 10 - Кейн, 11 - Атлантис, 12 - Океанографер, 13 - Пико, 14 - Курчатова; поднятия: 15 - Сьерра-Леоне, 16 - Зеленомысское, 17 - Мадейра, 18 - Атлантис-Метеор, 19 - Азорское, 20 - Азорско-Бискайское, 21 - Корнер, 22 - Новой Англии, 23 - Бермудское, 24 - Барракуда, 25 - Сеара; желоба и трюги: 26 - Пуэрто-Риканский, 27 - Кинг.

Наряду с ней для сводовой части Срединно-Атлантического хребта Центральной Атлантики использовались значительно более детальные батиметрические карты, позволяющие анализировать косые структуры достаточно мелких порядков.

**Центральная Атлантика.** Косоориентированные разрывные нарушения Центральной Атлантики на пространстве от разлома Романш до разлома Максвелла иллюстрируются на рис. 1. К таковым отнесены (1) крупные протяженные депрессии; (2) сравнительно небольшие узкие прямолинейные и относительно глубокие депрессии; (3) крутые склоны прямолинейных позитивных морфоструктур.

На рисунке видно, что Срединно-Атлантический хребет в Центральной Атлантике образует дугу, выгнутую на запад, при этом на различных участках этой дуги наблюдается различное соотношение между простираниями самого хребта и

рифтовой долины. На южном фланге дуги от разлома Сан-Паулу до разлома Зеленого Мыса рифтовая долина имеет субмеридиональное простирание, тогда как сам хребет от разлома Сьерра-Леоне и далее к северу резко поворачивает на северо-запад, приобретает простирания  $310^{\circ}$ – $320^{\circ}$ . На этом участке (рис. 2) Срединно-Атлантический хребет расположен косо и по отношению к различным фрагментам рифтовой долины, и по отношению к многочисленным трансформным разломам.

В центральной части дуги, от разлома Зеленого Мыса до разлома Кейн, как хребет, так и рифт имеют субпараллельное близкое к меридиональному простирание. На северном фланге Атлантической дуги рифтовая долина и хребет также субпараллельны, однако, в отличие от предыдущей зоны, имеют иное, северо-восточное, простирание:  $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$  СВ – между разломами Кейн и Атлантис и  $35^{\circ}$ – $40^{\circ}$  – между разломами Атлантис и

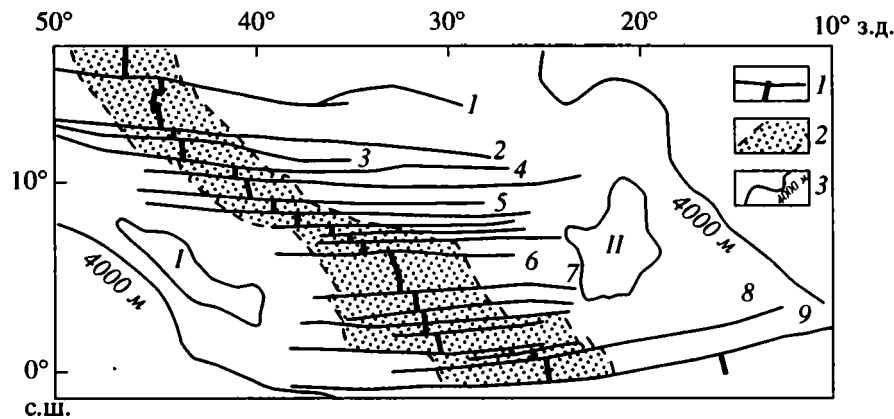


Рис. 2. Схема разломов Приэкваториальной Атлантики. Составлена по данным работы [12].

1 - рифтовые долины и трансформные разломы; 2 - сводовая часть хребта; 3 - изобата 4000 м. Цифрами обозначены: поднятия: I - Сеара, II - Сьерра-Леоне; разломы: 1 - Зеленого Мыса, 2 - Марафон, 3 - Меркурий, 4 - Вима, 5 - Долдрамс, 6 - Сьерра-Леоне, 7 - Страхова, 8 - Сан-Паулу, 9 - Романш.

Океанографер. Севернее разлома Курчатова, уже за пределами дуги, хребет и рифт имеют тренд  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$  СВ.

Простираения, характерные для хребта в пределах флангов дуги, находят отражение и в структурах, развитых во фронтальной части дуги (см. рис. 1). Чаше они встречаются на флангах хребта и в абиссали, реже - в сводовой полосе. Поскольку подобные простираения наблюдаются по всей Центральной Атлантике, то их можно отнести к разряду трансатлантических. В юго-западной части Центральной Атлантики широко развиты структуры с простираением  $310^{\circ}$ – $320^{\circ}$ , особенно на участке между разломами Сьерра-Леоне и Зеленого Мыса, где хребет имеет такое же простираение. Одной из самых крупных структур подобного рода является поднятие Сеара. Для этого района характерна резкая асимметрия в строении океанского дна. К востоку от оси Срединно-Атлантического хребта практически отсутствуют косые структуры, а отрезки трансформных разломов здесь существенно длиннее. Напротив, западные окончания многих разломов (Долдрамс, Вима, Марафон, Меркурий) отгибаются к северу, в согласии с простираениями косых структур абиссали. Структуры с такими простираениями имеют место и севернее разлома Зеленого Мыса в пределах Бермудского поднятия и котловины Нейрес. Цепь подводных гор Новой Англии простирается в том же направлении.

Севернее разлома Зеленого Мыса по фронту дуги Срединно-Атлантического хребта часто встречаются структуры с простираением  $35^{\circ}$ – $40^{\circ}$  СВ, что характерно для хребта на участке между разломами Атлантис и Океанографер. На севере Центральной Атлантики структуры с таким простираением встречаются также и на восточном фланге вблизи Азорского и Азорско-Бискайско-

го поднятий, при этом последнее имеет тот же тренд. Характерно, что западные окончания трансформных разломов (Океанографер, Атлантис) также загибаются в согласии с упомянутыми косыми структурами.

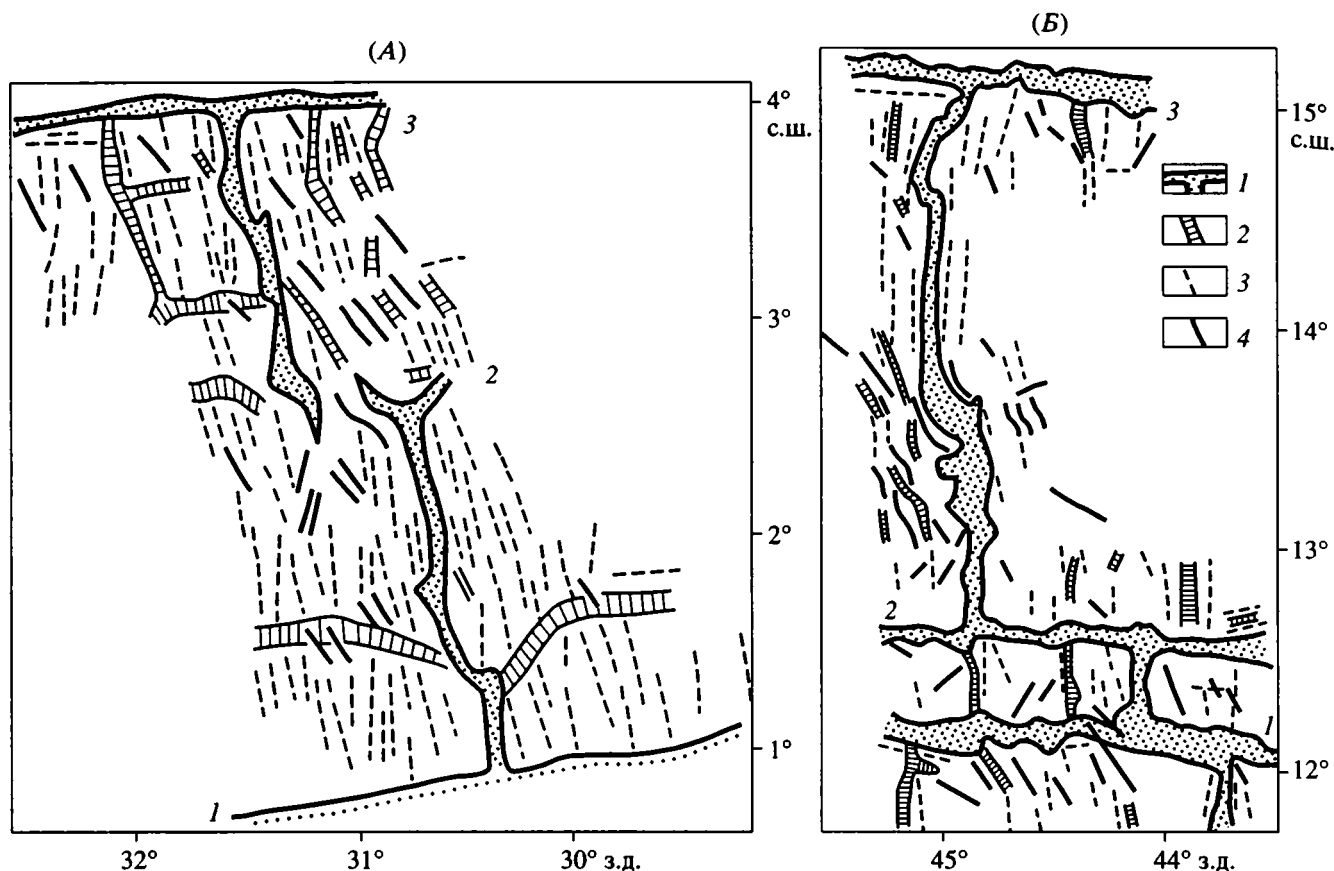
Среди других трансатлантических простираений следует выделить тренд  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$  СВ, соответствующий простираению хребта между разломами Курчатова и Максвелла. Структуры с таким направлением характерны для восточной части района, особенно для Зеленомысского поднятия.

Ярко выраженная группа структур с трендом  $340^{\circ}$ – $350^{\circ}$  наблюдается на западном фланге хребта между разломами Курчатова и Максвелла. Этот тренд совпадает с простираением хребта к северу от разлома Максвелла.

Наконец, к разряду трансатлантических косых структур следует отнести структуры, субпараллельные Азорскому поднятию с простираением  $290^{\circ}$ – $300^{\circ}$ , развитые вблизи него, а также севернее, в частности, трог Кинг.

Отмеченные трансатлантические простираения в известной мере соответствуют направлениям диагональных структур, выделяемых З.К. Байбулатовой и др. [2] в пределах всего Атлантического океана и в прилегающих к нему участках континентов.

В пределах Центральной Атлантики на обоих флангах дуги Срединно-Атлантического хребта имеются клиновидные зоны конвергенции разломов, сходящихся к востоку. Такие зоны располагаются между разломами Атлантис и Океанографер на севере и Сьерра-Леоне и Зеленого Мыса на юге. Они характеризуются сложным рисунком разломной тектоники, что особенно отчетливо показано в работах А.О. Мазаровича [6] и К. Смут [29]. Разломы здесь изгибаются, ветвятся, выклиниваются и соответственно этому варьирует их



**Рис. 3.** Морфоструктурные схемы участков Срединно-Атлантического хребта между разломами Сан-Паулу и Страхова (А), составлена по данным [4] и между разломами Меркурий и Зеленого Мыса (Б) – по данным [16].  
 1 – рифтовая и трансформные долины; 2 – депрессии; 3 – линейные горы, поднятия, гряды; 4 – положительные морфоструктуры косога простирания. Цифрами обозначены разломы на (А): 1 – Сан-Паулу, 2 – Св. Петра, 3 – Страхова; на (Б): 1 – Меркурий, 2 – Марафон, 3 – Зеленого Мыса.

простираение, вплоть до косоориентированных по отношению к направлению рифта.

Одним из авторов [12, 15] сделано предположение, что южная из этих зон образовалась в результате меридионального сжатия в районе между поднятиями Зеленого Мыса и Сьерра-Леоне вследствие их геодинамического взаимодействия. Возможно, что Зеленомысское поднятие при своем становлении оказывало давление и в северном направлении, вызвав сжатие и дробление зоны между разломами Атлантис и Океанографер. Имеются признаки меридионального сжатия также и к югу от поднятия Сьерра-Леоне. Вдоль северного борта разлома Романш сформировался грандиозный поперечный хребет. В то же время с южной стороны, в зоне пересечения этого разлома с рифтом, рифтовая долина и другие структуры сводовой части Срединно-Атлантического хребта резко меняют простирание с субмеридионального на северо-западное с азимутом около 300° [7].

Дополним сказанное еще одним существенным фактом. На северном фланге Атлантичес-

кой дуги, по обе стороны от оси рифта, выявлены относительно мелкие разломы разного простирания, при этом на западе они являются косыми. По мнению П. Роны и др. [28], данное явление есть следствие внутриплитного сжатия.

На детальных картах сводовой части Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике видно преобладание структур, субпараллельных рифтовой долине (ряд примеров приведен на рисунках 3 и 4). В то же время повсеместно наблюдаются косые структуры с трендами трансатлантических простираний. Иногда они, надстраиваясь, образуют цепочки значительной протяженности (см. рис. 3Б). Одна из них пересекает рифтовую долину в районе 13°40' с.ш. Рифтовая долина в этом месте делает изгиб и аналогичным образом изгибаются все соседствующие с ней морфоструктуры (см. рис. 3Б). В работе [20] описанная ситуация характеризуется как явление косога спрединга. Вероятной причиной косога спрединга в данном случае является пересечение рифта активными структурами другого простирания.

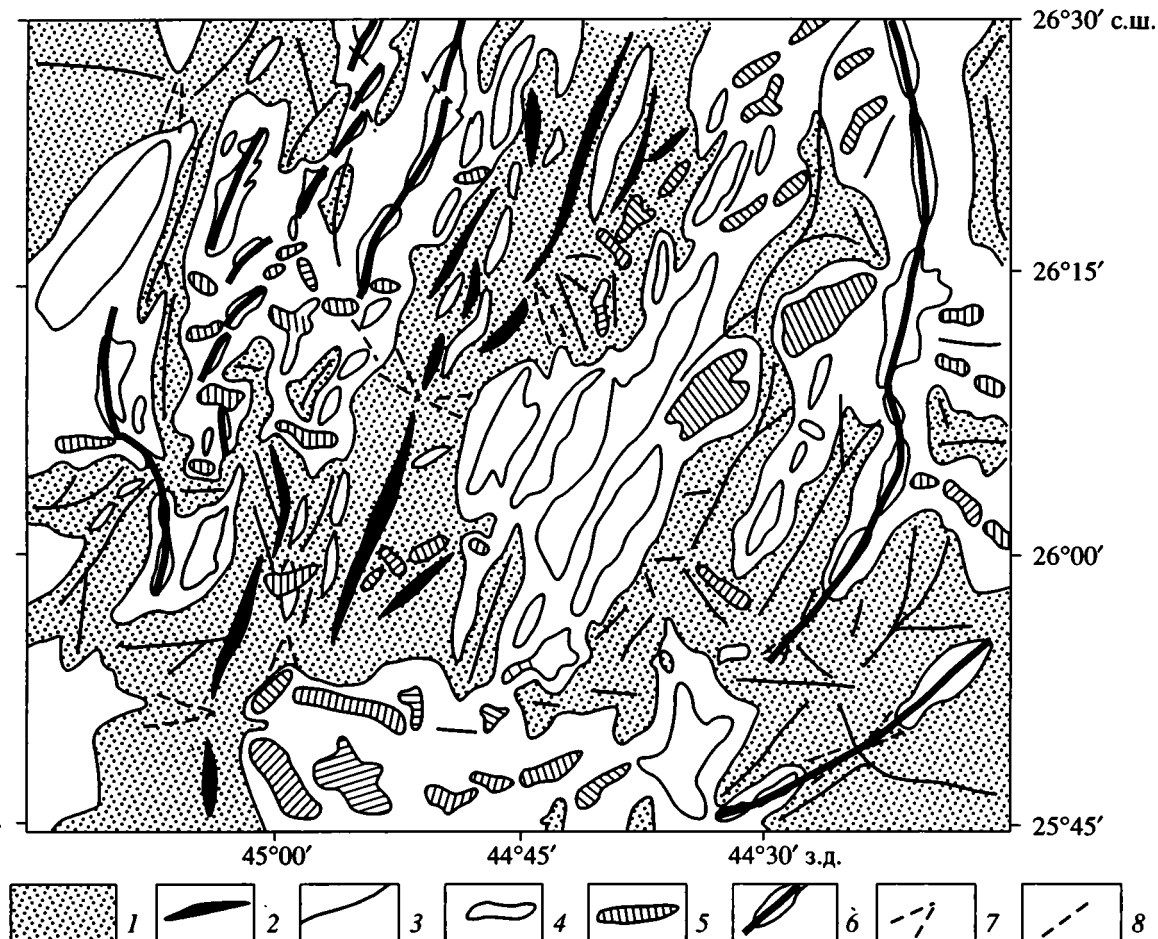


Рис. 4. Морфоструктурная схема участка Срединно-Атлантического хребта между разломами Кейн и Атлантик. Составлена по данным [11].

1 – участки дна глубже изобаты 3000 м; 2 – внутриврифтовые депрессии; 3 – оси депрессий; 4 – поднятия; 5 – поднятия с косым простиранием; 6 – дугообразные цепочки поднятий; 7 – отроги гор; 8 – мелкие сдвиги.

На детальных картах читаются также косые структуры и другой природы. В работе [23] описан интересный пример косых структур, наблюдающихся перед разломом Кейн. Различного типа соразмерные депрессии образуют в плане подобие ромба, диагональ которого совпадает с рифтовой долиной. Авторы объясняют это образование вдольосевым растяжением, действующим наряду с растяжением, перпендикулярным к рифту.

На рис. 3А и 4 видны косые структуры, связанные с проградацией рифта. Они представлены небольшими депрессиями, симметрично расположенными относительно рифта. На рис. 4 изображена структурная схема участка хребта между 25°45'–26°30', выполненная на основании батиметрической карты [1]. Этот район представляет собой суперпозицию разных структурных планов. Ближайшие рифтовые горы, как и рифтовая долина, имеют простирание 20°–25° СВ. Для самого рифта характерны неоднократные джампинги к

востоку и проградация к югу. Джампинги происходят на тех участках, где рифтовая долина пережимается поперечными поднятиями, которые проявляются и в самом хребте в виде линейных и овальных поднятий субширотного простирания, в данном случае косо по отношению к рифтовой долине. На некотором удалении от хребта рифтовые горы имеют различное простирание; в совокупности они образуют дуги, выгнутые в стороны от рифта. По-видимому, это является следствием неравномерности скорости растяжения, перпендикулярного к рифту вдоль его оси. В районе поперечных поднятий, пересекающих рифт, эта скорость меньше.

Анализ взаимоотношений рифтовых структур, ортогональных к ним разломов и косых структур различной природы свидетельствует о большом разнообразии геодинамических обстановок на различных участках Центральной Атлантики, порожденном нелинейными геодинамическими процессами, протекающими в океанских

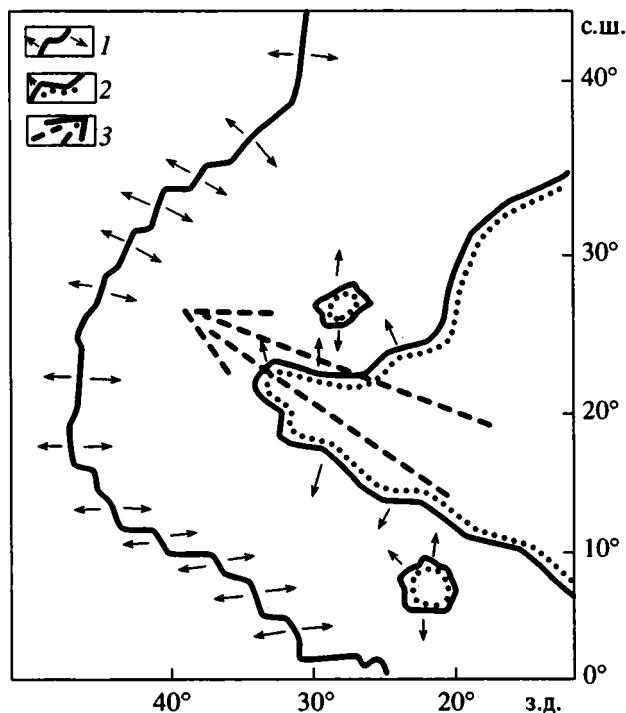


Рис. 5. Геодинамическая модель формирования дуги Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике.

1 – ось хребта и силы, действующие вокруг нее; 2 – поднятия океанического дна и силы, действующие на их периферии; 3 – вектор силы Африканского суперплюма.

геосферах. В данном случае особенное значение имеет взаимодействие двух факторов: повсеместного растяжения, перпендикулярного к рифту, и изгибания рифта к западу, в результате чего в плане срединный хребет приобрел вид огромной дуги, выпуклой на запад.

Если обратиться к данным сейсмической томографии, то в работах и американских [21], и японских [24] исследователей выделяются два суперплюма – Тихоокеанский и Африканский, воздымающихся от границы ядро – мантия. Видоизменяясь и дробясь по направлению вверх, их составные компоненты все же сохраняют некий общий план вплоть до границы верхней мантии. Граница Африканского суперплюма на этом уровне примерно соответствует местоположению Зеленомысского поднятия, смещаясь несколько к востоку, которое находится в тылу упомянутой дуги и вписывается в ее контуры. Возможно, именно воздействие этого суперплюма и вызвало выгибание хребта к западу в районе Центральной Атлантики.

Гипотеза распределения силовых векторов при образовании Атлантической дуги иллюстрируется рис. 5. Вектор действия плюма несколько отклонен к северу от широтного направления.

Соответственно, на южном фланге Атлантической дуги в основном происходило смещение относительно мелких фрагментов хребта вдоль трансформных разломов на сравнительно большие расстояния, а на северном произошел поворот большого сегмента хребта с его общим удлинением. В пользу такого предположения свидетельствует ряд фактов. Западные отрезки трансформных разломов, как правило, короче восточных, при этом они нередко на концах изгибаются, упираясь в поднятия, расположенные по фронту дуги, являющиеся, по-видимому, структурами сжатия. Часто встречающиеся явления проградации осевого рифта указывают на удлинение рифтовой системы, что и должно иметь место при ее выгибании. Наличие сложно построенных зон конвергенции восточных отрезков трансформных разломов к югу и к северу от Зеленомысского поднятия указывает на механическое воздействие этого поднятия на прилегающие к нему участки дна.

Простираемость хребта на флангах дуги соответствует простирациям некоторых трансатлантических трендов. Очевидно, в ходе изгибания отдельные сегменты хребта приспосабливались к уже имеющимся ослабленным зонам в литосфере, каковыми, по [2], и могут являться участки, маркируемые структурами трансатлантических простираций. При этом, по-видимому, происходит активизация и реактивизация этих зон не только в районе рифта, но и далеко за пределами хребта.

**Южная Атлантика.** В Южной Атлантике Срединно-Атлантический хребет относительно прямолинеен и его простираемость преимущественно совпадает с простираемостью рифтовой долины. В силу слабой изученности батиметрическая карта для этой части Атлантики составлена схематично (она здесь не приводится). На ней лишь в редких случаях наблюдаются косые структуры. Так, в районе сочленения Срединно-Атлантического и Китового хребтов видны небольшие косо расположенные поднятия или их цепочки, субпараллельные Китовому хребту. Характерно, что на этом участке Срединно-Атлантический хребет образует небольшую дугу, выгнутую на запад. В пределах последней как на северном, так и на южном ее флангах наблюдается косое простираемость хребта относительно рифтовой долины. Все это, но меньшего размера, напоминает дугу Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике. Если учесть, что в этом районе ширина хребта резко увеличивается в восточном направлении, а также факт образования здесь вулканических поднятий Тристан-да-Кунья и Гоф, то можно предположить, что и в данном случае мы имеем дело с взаимодействием процессов, ответственных за формирование Срединно-Атлантического хребта, с одной стороны, и процессов, связанных с подъемом глубинного плюма, с другой, однако

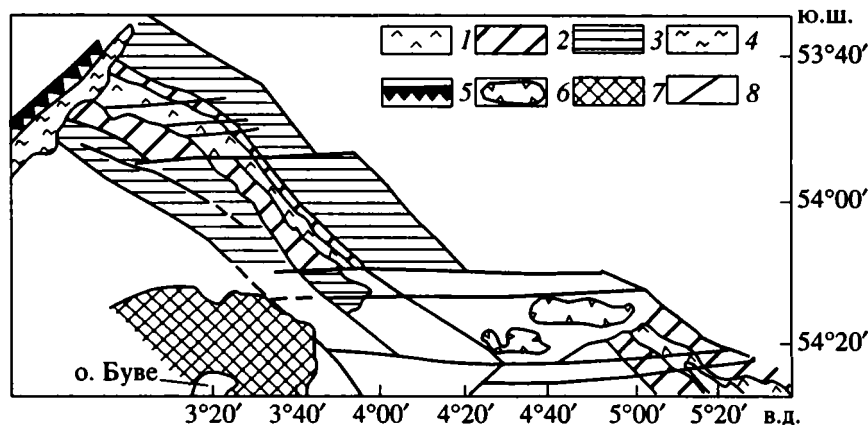


Рис. 6. Структура западного окончания Африкано-Антарктического хребта, по [7].

1 – рифтовая долина и 2 – ее склоны; 3 – плечи рифта; 4 – дно и 5 – крутой склон желоба Буве; 6 – днища депрессий; 7 – вулканическая постройка Буве; 8 – разрывные нарушения.

существенно меньшего масштаба, чем в Центральной Атлантике.

При детальном исследовании в Южной Атлантике, как, например, на площади Анголо-Бразильского геотраверза, выделяются косые структуры сравнительно малого порядка. Так, Б.Д. Угловым [18] выявлены зоны нарушений, связанные с “горячими точками”, северо-восточного простирания на восточном фланге хребта и северо-западного – на западном фланге.

**Африкано-Антарктический хребет.** Срединно-Атлантический хребет на юг продолжается до района о-ва Буве, где он сочленяется с Американо-Антарктическим и Африкано-Антарктическим хребтами, образуя в совокупности структуру тройного сочленения [9]. Рассматриваемый Африкано-Антарктический хребет простирается от района о-ва Буве на восток на 2000 км, до демаркационного разлома Принс-Эдуард, являющегося тектоническим разграничением Атлантического и Индийского океанов [11]. Хребет сравнительно узкий и обладает сильно расчлененной структурой. Он разбит относительно небольшими, но многочисленными разломами, косо его секущими, нередко под очень небольшим углом. Выделяются местами эшелонированно расположенные рифтинговые участки, не образующие, однако, структуры сплошного срединного рифта. В этой зоне совмещены спрединговые явления и почти продольные сдвиговые деформации. Обоснованием этому служат данные батиметрии [22], спутниковой гравиметрии [25] и геолого-геофизические.

Недавно были опубликованы сведения о строении района западного окончания Африкано-Антарктического хребта, полученные экспедицией 18-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [7]. Общее простирание структуры здесь северо-за-

падное. На морфоструктурной схеме (рис. 6) видно прерывистое расположение рифтовой зоны, вдоль отрезков которой протягиваются разрывные нарушения протяженностью порядка 100 км. Северным ограничением изображенной части Африкано-Антарктического хребта является разломная зона Буве, в которую рифтовая зона упирается. На противоположном конце, там, где обычно выделяется разломная зона Мошеш, картина менее ясная. Она осложнена значительными (многие десятки километров) субширотными, т.е. косо ориентированными разломами, имеющими, судя по структурному рисунку, сдвиговую природу (лево-стороннее смещение). Менее значительные косо ориентированные разломы прослеживаются также на севере исследованного полигона.

Обобщая полученные данные, авторы пишут, что морфоструктуры, типичные для срединных хребтов, отмечаются лишь в юго-восточном отрезке рифтовой зоны и к северо-востоку от о-ва Буве. Они разделены широким участком динамической трансформации, где происходит смещение отрезков рифта, направленное косо по отношению к трансформному разлому Мошеш. Вся эта область раздела рассматривается как, вероятно, наложенный на структуру Мошеш более молодой структурный комплекс [7].

Ранее уже было высказано соображение, что фактически Африкано-Антарктическая зона является очень сложной зоной геодинамической трансформации между окончаниями Срединно-Атлантического и Западно-Индийского хребтов, совмещения продольного эшелонированного сдвига с рифтингом [13].

Структурные особенности Африкано-Антарктического хребта (сочетание часто расположенных ортогональных, косых и субгоризонтальных форм рельефа разломной природы, “растаскивающих”

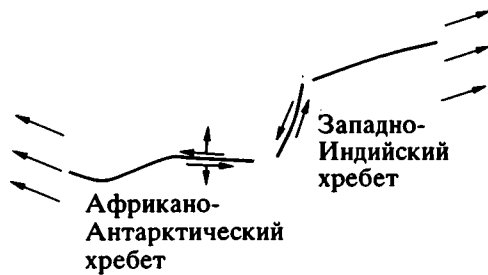


Рис. 7. Геодинамические соотношения Африкано-Антарктического и Западно-Индийского хребтов. Большими стрелками показаны главные векторы растяжения.

структуру) позволяют сделать заключение об обстановке общего продольного растяжения, в условиях которой происходит тектоническое развитие хребта (рис. 7).

С Африкано-Антарктической зоной деформаций очень сходна Американско-Антарктическая, в которой, судя по характеру структур, растягивающая составляющая проявлена даже более резко. Отсюда и оформленность хребта менее четкая, и в поперечнике он уже. Проградация хребта на восток коррелирует с геодинамической обстановкой общего растяжения.

## ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Разломная тектоника Индийского океана в особенности заостряет внимание на косых разломных структурах, существенно отклоняющихся от ортогональных соотношений, обычно наблюдаемых между простираниями спрединговых хребтов и трансформных разломов. Они ярко проявлены в южном сегменте Аравийско-Индийского хребта и Западно-Индийском хребте (рис. 8). Что касается структур, косо ориентированных по отношению к рифтовым системам, то имеющиеся картографические материалы недостаточны, чтобы их анализировать. Вообще в поле нашего зрения будут только крупные косонаправленные разрывные нарушения.

**Разломы Аравийско-Индийского хребта.** Батиметрические материалы свидетельствуют, что южная половина Аравийско-Индийского хребта имеет почти меридиональное простирание, тогда как пересекающие его разломы простираются с юго-запада на северо-восток под углом  $40^{\circ}$ – $45^{\circ}$ . Отрезок, о котором идет речь, протягивается между  $20^{\circ}$  ю.ш. и экваториальным районом, т.е. примерно на 2000 км; ширина его составляет первые сотни километров. Хребет пересечен целым рядом косых разломов, являющихся, однако, ортогональными по отношению к рифту, среди которых относительно исследованными являются Вима, Арго и Мария Целеста.

Согласно [5] разлом, располагающийся посредине между разломами Вима и Арго и протягивающийся между  $9^{\circ}$ – $14^{\circ}$  ю.ш., разделяет хребет на северную и южную части, имеющие морфоструктурную специфику. Так, на юге рифтовая долина выражена четко, тогда как на севере она проявляется лишь в виде локальных ложбин. В южной части отчетливо прослеживается 5-я магнитная аномалия, но в северной – только осевая, и притом прерывисто. Густота разломов выше на севере. В южной части в поперечном профиле хребет более или менее симметричен, чего не наблюдается в северной. Отмеченные особенности в общем коррелируют с региональной тектонической обстановкой: северная часть сегмента приурочена к району сближения таких крупных структур, как Маскаренское и Мальдивское поднятия. С точки зрения геодинамики, возможно, имеет значение и то, что первое из них состоит из фрагментов континентальной коры.

Геодинамическая картина существенно осложняется разломами, развитыми лишь по одну сторону срединного хребта (категория односторонних разломов [10]), причем на севере они развиты преимущественно на западном фланге, а на юге – на восточном.

Чтобы было ясно, что представляют собой координированные разломные структуры, приведем их краткую характеристику, снова оговорившись, что данных на этот счет пока еще немного. Основной источник сведений – книга “Трансформные разломы Индийского океана” [17], но есть и иные источники, где даются сведения о строении “активных” частей разломов Вима, Арго и Мария Целеста (см. рис. 8). О разломе Вима имеется специальная работа [3].

*Разлом Вима* простирается на 1040 км [3]. Его большая северо-восточная часть представлена узким (первые десятки километров), контрастным в рельефе, глубоким трогом с шириной дна всего в несколько километров. В юго-западной части контуры трога становятся расплывчатыми и морфологическая контрастность почти исчезает. Отмечается фестончатое строение разломной впадины. Ее межрифтовый (“активный”) отрезок составляет  $\sim 180$  км; смещение правостороннее. Осадки распространены крайне неравномерно, причем местами их мощность достигает многих сотен, а иногда и около 1000 м. Данные сейсмопрофилирования, сопоставленные с разрезом глубоководной скважины 238, позволили [17] предположить, что впадина разлома Вима начала формироваться в среднем миоцене. Не следует, однако, иметь в виду, что упомянутая скважина находится на значительно удалении от полигона и тяготеет по тектоническому положению к совсем иной структурной области – южному окончанию Мальдивского поднятия. Соответственно высказанное предположение можно рассматривать как



условное. Время формирования впадины, если судить по магнитным аномалиям (№ 3 и 5)), может оказаться более молодым. В настоящее время с этой впадиной связана наибольшая глубина северной половины Индийского океана – 6442 м.

С обеих сторон впадина сопровождается высокими линейными хребтами, являющимися ее бортами. На северном борту драгировки выявили в общем нормальный разрез океанической коры, тогда как на южном местами весь склон сложен гипербазитами. Повсюду в разломе Вима гипербазиты сильно тектонизированы. Склоны бортов расчленены, они представляют сочетание очень крутых уступов и узких террас.

Особенности морфоструктуры в целом, безусловно, свидетельствуют о современных активных тектонических процессах в разломной зоне.

**Разлом Арго.** Это наиболее протяженный разлом юга Аравийско-Индийского хребта. Его длина превышает 1100 км. Судя по батиметрическим данным, разлом по всему простираению выражен узким ущельем, сопровождаемым с обеих сторон хребтами. В поперечном сечении в районе  $66^{\circ}$ – $67^{\circ}$  в.д. разломная зона имеет асимметричную структуру [17]. Ее юго-восточный борт поднят более чем на 3 км, тогда как юго-западный – лишь на 1.5 км. Глубины днища ущелья 4.5–5 км, а ширина его 12 км. Строение юго-восточного борта осложнено узкими наклонными ступенями сбросовой природы. Для юго-западной части отмечается извилистый характер разломного ущелья, что можно связать с поперечными нарушениями. Смещение рифтовой долины по нему оценивается примерно в 80 км [26].

Осадки вдоль разломной зоны распространены неравномерно, а местами отсутствуют.

По оси ущелья протягивается небольшой выступ пород фундамента.

В районе с координатами  $66^{\circ}40'$  в.д. и  $13^{\circ}20'$  ю.ш. закартирован брошенный рифт с глубиной 5035 м.

Магматиты на юго-восточном борту представлены базальтами (мощность ~1 км) и нижележащими габброидами; на северо-восточном – базальты местами доходят до днища ущелья, контактируя непосредственно с гипербазитами. Гипсометрический уровень залегания последних по простираению разломной зоны изменчив.

Морфологические черты разлома, как и данные об осадочном покрове, позволяют говорить о его молодости и современной активности.

К такому же выводу приводит и сопоставление данных непрерывного сейсмопрофилирования с разрезом уже упоминавшейся глубоководной скважины 238, пробуренной всего в 50 км восточнее разлома. Отражающая граница в осадках на сеймопрофиле коррелируется со среднемиоценовым

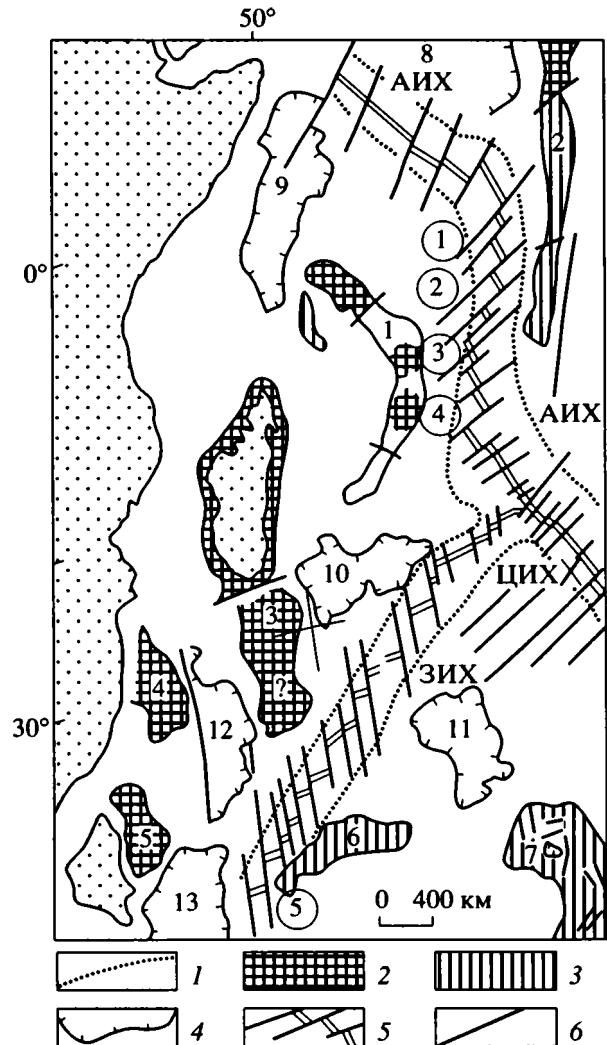


Рис. 8. Схема расположения косо ориентированных разломов в Индийском океане.

1 – ограничения спрединговых хребтов; 2 – фрагменты континентальной коры; 3 – тектоно-вулканические поднятия; 4 – наиболее глубокие части океанических впадин; 5 – спрединговые хребты и поперечные разломы; 6 – прочие разломы. Буквами обозначены хребты: АИХ – Аравийско-Индийский, ЦИХ – Центрально-Индийский, ЗИХ – Западно-Индийский. Цифры без кружков: поднятия: 1 – Маскаренское, 2 – Мальдивско-Лаккадивское, 3 – Мадагаскарское, 4 – Мозамбикское, 5 – Агульяс, 6 – Дель Каньо, 7 – Кергеленское; впадины: 8 – Аравийская, 9 – Сомалийская, 10 – Мадагаскарская, 11 – Крозе, 12 – Мозамбикская, 13 – Арульяс. Цифры в кружках – разломы: 1 – Витязь, 2 – Вима, 3 – Арго, 4 – Мария Целеста, 5 – Принс-Эдуард.

разделом внутри толщи кокколитовых илов олигоцена – плейстоцена, вскрытой в скважине.

**Разлом Мария Целеста.** Данный разлом простирается приблизительно на 560 км, а смещение по нему рифтовой полосы хребта составляет около 110 км [26]. Структурный облик разлома определяется сочетанием узкого, извилистого ущелья,

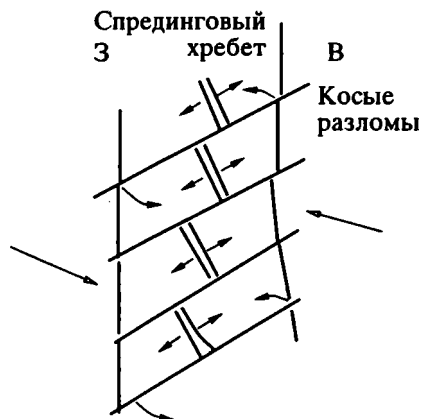


Рис. 9. Геодинамическая модель образования косоориентированных разломов в южной половине Аравийско-Индийского хребта.

сопровождается с обеих сторон хребтами. Ширина днища ущелья 4–12 км; в направлении на юго-запад оно несколько расширяется, и глубины здесь увеличиваются (5394 м). Дно повсеместно неровное, распадается на отдельные впадины. Осадки распространены прерывисто и имеют малую мощность. Борты ущелья ступенчатые.

Размах рельефа в разломной зоне значительный – 3 км и более. Юго-восточный хребет более высокий. Строение хребтов резко асимметричное. Крутизна склонов в сторону ущелья достигает 15°, тогда как противоположные склоны пологие. Северо-западный борт ущелья целиком сложен базальтами. На противоположном склоне драгированы габброиды и базальты. Отмечается такой факт, как приуроченность ко дну ущелья широких проявлений базальтового магматизма, что связывается с тектоно-магматической активностью самой разломной зоны.

Данный признак, морфоструктурные особенности и незначительные осадочные накопления, как и в предыдущих случаях, указывают на молодость и современную активность разломной зоны.

Сопоставляя охарактеризованные разломы, можно видеть их большое геологическое и морфологическое сходство. Протяженность разломов варьирует в пределах 560–1100 км, т.е. они существенно короче профилирующих разломных структур в Атлантике. Разломы взаимопараллельны и простираются на северо-восток по азимуту ~40°. Внутреннее строение разломных зон однотипное: все они выражены глубокими ущельями (4.5–6 км глубиной), обрамленными с обеих сторон высокими хребтами, имеющими крутые склоны, обращенные в сторону ущелья. Осадки в них распространены неравномерно, и большей частью мощность осадков очень невелика. Всюду встречаются тектониты, образованные чаще всего по гипербазитам. В ряде случаев базальты, представленные толеитами, перекрывают непосред-

ственно гипербазиты; наиболее вероятно, что контакты здесь тектонические. Зафиксированы проявления внутриразломного магматизма (толеитовые базальты в разломной зоне Марии Целесты). Протяженность “активных” частей разломов разная: Вима ~180, Арго – 80, Мария Целеста – 110 км. Смещение рифтовых сегментов по разломам всюду правостороннее.

Как по особенностям строения разломов, так и под данным о линейных магнитных аномалиях (максимально 5-я) все разломные зоны являются молодыми структурами, начавшими формироваться, вероятнее всего, в конце среднего миоцена. Во всех них отмечаются признаки современной тектонической активности.

Все три охарактеризованные разломные зоны, безусловно, вписываются в современные представления о строении океанских поперечных разломных структур.

А.В. Живаго [8] впервые попытался подойти к объяснению происхождения описанных выше вкратце косоориентированных разломов. Он предположил, что их ориентировка связана с движением на восток, как он писал, “огромных блоков литосферы”, возможно, наследующим траекторию дрейфа Индостана.

Можно высказать и иное предположение. Южная половина Аравийско-Индийского спредингового хребта заключена между сближенными между собой крупными Маскаренским и Мальдивским поднятиями океанского дна. На этом пространстве нет условий для свободного развития мощного спредингового процесса. Двусторонние стрессы создают здесь обстановку сильного сжатия, в которой происходит поворот структур. Ориентировка косых структур показывает, что стрессы действуют под углом (рис. 9). Косвенно такое построение подтверждается тем фактом, что в пределах северной половины Аравийско-Индийского хребта, где по периферии спредингового хребта простираются абиссальные впадины (Сомалийская и Аравийская), соотношения хребта и секущих его разломов ортогональные.

Возможно, что изложенный геодинамический механизм не является частным. По крайней мере его можно приложить к совокупности косых структур в Аденском и Калифорнийском заливах, а также в Лабрадорском море.

**Западно-Индийский хребет.** Изученность данного хребта уступает другим, но главные структурные особенности ясны. Он простирается от разломной зоны Принс-Эдуард на северо-восток на 4000 км, до узла тройного сочленения Родригес. Ширина хребта ~200 км, т.е. в поперечнике он узок. На всем протяжении хребет пересечен косо ориентированными разломами субмеридионального простираения, которые в целом ортогональны рифту. Угол значительный – 35°–40°. Если

сравнивать протяженность разломов данного хребта и южной половины Аравийско-Индийского, то здесь она в целом более значительна. Особенно протяженные разломы характерны для юго-западной части хребта. Все это вполне коррелирует со значительно большим пространством между континентальными глыбами Африки и Антарктиды.

При описании хребта всеми авторами отмечается его сильная тектоническая расчлененность [8, 19, 27]. Структура отличается большой раздробленностью, причем среди нарушений отчетливо проявляются сдвиговые смещения. Последние особенно ярко выражены в юго-западной части хребта, где спутниковой гравиметрией выявлена односторонняя перистая структура. Как и в случае Африкано-Аравийского хребта, в структурообразовании здесь большая роль принадлежит продольным растягивающим усилиям. Вследствие их хребет проградирует на восток и уже глубоко внедрился в главный ствол Индоокеанской рифтовой системы. Характерно, что, как и в ряде других случаев (Африкано-Антарктический хребет, южная часть Аравийско-Индийского хребта), структура здесь очень молодая. Ее формирование, судя по линейным магнитным аномалиям, началось в позднем миоцене. Однако она существенно унаследовала относительно более древний тектонический план. О присутствии здесь реликтов субмеридиональных трансформных разломов позднемиоценовой – раннепалеогеновой системы писал еще А.В. Живаго [8]. Но и по его данным, всего в 100 милях к юго-западу от тройного сочленения Родригес, судя по линейным магнитным аномалиям (№ 1 и 2; 2–3 млн. лет), происходит развитие современного спрединга (полутемп 9.8 см/год) в том же субмеридиональном направлении, т.е. под большим углом к простиранию Западно-Индийского хребта.

## ВЫВОДЫ

В заключение сформулируем следующие общие выводы.

1. Косо ориентированные океанские разломы являются результатом постороннего геодинамического воздействия на процесс развития правильных ортогональных систем рифтинг–спрединг, согласованных с простиранием хребтов. Геодинамические воздействия многообразны, будучи порождены разными причинами. Они также разномасштабы, о чем свидетельствует изменчивость параметров вызываемых ими деформаций.

2. Косые разломные структуры представлены тремя основными типами: трансформными разломами, разрывами, располагающимися в межразломных пространствах, и структурах, находящихся вне трансформных зон. В Индийском океане и Африкано-Антарктическом хребте господствуют

разломы первого типа. В Центральной Атлантике широко представлены все три типа. Наряду с этими тремя типами, существуют разломные нарушения, пересекающие трансформные разломы и даже их системы.

3. В числе геодинамических факторов, порождающих косую ориентировку разломных нарушений, могут быть плюмы, образующиеся на разных глубинных уровнях (Атлантика); воздействие структурной рамы, препятствующее “нормальному” развитию спрединга (условия локального сжатия – Индийский океан); общее продольное растяжение спредингового хребта в фазе его активной проградации (Африкано-Антарктический хребет).

4. В целом косо ориентированные разломные структуры в океанах отражают нелинейные геодинамические воздействия на процесс океанского структурообразования.

В заключение отметим, что в данной статье нас интересовали конкретные геодинамические обстановки, которые придали разломам океанского дна косую ориентировку. Они оказались различными. Было бы интересно рассмотреть подобные структуры на фоне регматической разломной сетки. Но это уже особая тема.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 14070).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлантический океан. Батиметрическая карта, м-б 1 : 10 000 000. М.: ГУГК, 1989.
2. Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. Варшава: INTERMORGEО, 1990. 756 с.
3. Кара В.И., Евсюков Ю.Д., Милановский В.Е., Драчева Е.В. Строение разлома Вима (Аравийско-Индийский хребет). Геленджик: Ин-т океанологии РАН. Юж. отд-ние, 1988. 30 с. – Деп. в ВИНТИ. № 8966–388.
4. Кольцова А.В., Голод В.М. Рельеф акустического фундамента и мощность осадочного чехла в Атлантическом океане между 1° и 5° с.ш. // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 4. С. 471–475.
5. Литосфера Индийского океана по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1990. 159 с.
6. Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70–73.
7. Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н. и др. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН, 1995. Т. 342. № 3. С. 354–357.
8. Металлоносные осадки Индийского океана. М.: Наука, 1987. 168 с.
9. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М. и др. Строение разлома южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.

10. Пуцаровский Ю.М. Морфологические критерии поперечных разломных структур в Атлантике // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 3. С. 692–695.
11. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
13. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
14. Пуцаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Атлантического и Индийского океанов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 3–14.
15. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики // М., 1995. 164 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495).
16. Строение зоны разлома Зеленого Мыса. М.: Наука, 1989. 193 с.
17. Трансформные разломы Индийского океана. М.: Наука, 1986. 246 с.
18. Углов Б.Д. Особенности дизъюнктивной тектоники океанской литосферы южной приэкваториальной Атлантики // Тезисы II Междунар. школы морской геологии. Геология морей и океанов. Т. 2. Москва: Ин-т океанологии РАН, 1994. С. 60.
19. Удинцев Г.Б. Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. М.: Наука, 1989. 112 с.
20. Collette B.J., Sloomweg A.P., Twigt W. Mid-Atlantic Ridge crest topography between 12° and 15°N // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 42. P. 103–108.
21. Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Global images of the Earth's interior // Science. 1987. V. 236. № 4797. P. 37–48.
22. GEBKO. General bathymetric chart of the oceans. 5-th edition. Ottawa, 1984.
23. Gente P., Durand C., Pockalny R. et al. Structures obliques sur les flancs de la dorsale medio-Antlantique: traces fossiles de la propagation le long de l'axe de segments d'accrétion // Paris: C.R. Acad. 1994. T. 318. Serie II. P. 1239–1246.
24. Kumazawa M., Maruyama S. Whole Earth tectonics // Journ. of the Geol. Soc. of Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 81–102.
25. Norton J.O. Plate motions in the North Pacific: the 43 Ma nonevent // Tectonics. 1995. V. 14. № 5. P. 1080–1094.
26. Parson L.M., Patriat Ph., Searle R.C., Briaies A.R. Segmentation of the Central Indian Ridge between 12°12'S and the Indian Ocean Triple Junction // Marine Geophysical Researches. 1993. V. 15. P. 265–282.
27. Rodriguez Triple Junction Expedition in the Indian Ocean // Tokyo: Ocean Research Institute University, 1995. 183 p.
28. Rona P.A., Gray D.F. Structural behavior of fracture zones symmetric about a spreading axis: Mid-Atlantic Ridge (latitude 23°N to 27°N) // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1980. V. 91. Part 1. P. 485–494.
29. Smoot N.C. North Atlantic fracture-zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // Geology. 1989. V. 17. P. 1119–1122.

*Рецензент: А.Л. Книппер*

## Oblique Faults in the Atlantic and Indian Oceans

Yu. M. Pushcharovsky and S. G. Skolotnev

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Moscow*

This paper discusses those fault structures of the Atlantic and Indian ocean floor that are oblique to spreading ridges or rifting zones. These structures fall into three principal types—transform faults, fault-related structures located between transform fault areas, and faults located outside transform zones. There are also dislocations that cut transform faults. All these varieties are typical of the Central Atlantic. Oblique transform faults dominate the Indian Ocean and the Atlantic–Indian Ridge. It is shown that agents responsible for the oblique orientation of faults may include deep-seated plumes, compression caused by the spreading ridge frame, and general lengthwise extension of the spreading ridge during the stage of its active progradation. Oblique fault structures in the oceans reflect the effect of nonlinear geodynamic factors on the progressive formation of oceanic structures.

УДК 551.248.2(262.4)

## НЕОТЕКТОНИКА И ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ БАСЕЙНА СПОРАДОС (ЭГЕЙСКОЕ МОРЕ)

© 1997 г. А. Г. Росляков, В. М. Сорокин

Московский государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 11.05.94 г.

На основании данных сейсмоакустического профилирования, эхолотирования и изучения проб донных осадков рассмотрены условия формирования плейстоценового осадочного чехла северного склона бассейна Спорадос. Осадочный процесс здесь контролируется неотектоническими движениями и эвстатическими колебаниями уровня моря. Крупные проградационные тела сформировались во время рискованного оледенения. Погружение дна моря на несколько сот метров, приведшее к оформлению современного профиля склона, произошло в позднем плейстоцене. Разломы, заложенные при этом погружении, сохраняют активность в настоящее время.

### ВВЕДЕНИЕ

Северная часть Эгейского моря является уникальным внутриконтинентальным бассейном. Он расположен в зоне высокой сейсмической активности с густой сетью эпицентров современных землетрясений, связанных с тектоническими подвижками вдоль Северо-Анатолийского разлома (Северо-Эгейский желоб). Эта особенность ярко проявилась в неоген-четвертичной истории региона и отразилась в сингенетичном осадконакоплении развитии разрывных нарушений. Геологическое строение, история развития, морфология и позднечетвертичное осадконакопление бассейна Спорадос рассмотрены в относительно небольшом числе научных публикаций [4–11]. По сейсмическим данным здесь выявлена мощная неоген-четвертичная толща отложений, нарушенная многочисленными разномасштабными разрывами. В ее разрезе зафиксированы своеобразные крупные аккумулятивные тела, образование которых связывается с деятельностью рек в ледниковые интервалы четвертичного периода.

В основу статьи положены материалы НСП, эхолотных промеров, опробования позднечетвертичной осадочной толщи грунтовыми трубками (рис. 1), полученные в экспедиции на НИС "Московский университет" (1991 г.).

В геоморфологическом плане изучаемый участок акватории соответствует континентальному склону бассейна Спорадос (глубины 200–1000 м), а в тектоническом – пологому северо-западному борту Северо-Эгейского трога. Одновременно район входит в пределы тектонической зоны Вардар, простирающейся в юго-восточном направлении через территории Югославии, Македонии и Северной Греции и стыкующейся с Северо-Эгейским желобом почти под прямым углом. После эоце-

нового орогенеза зона Вардар испытывает устойчивое погружение, приведшее к накоплению здесь мощной осадочной толщи [4]. Скважины, пробуренные в заливе Термаикос, прошли 4 километра по неоген-четвертичной толще, но не достигли ее подошвы. Вскрытый разрез представлен преимущественно терригенными отложениями молассового облика: галечниками, песчаниками, песками, алевритами, глинами, мергелями [8].

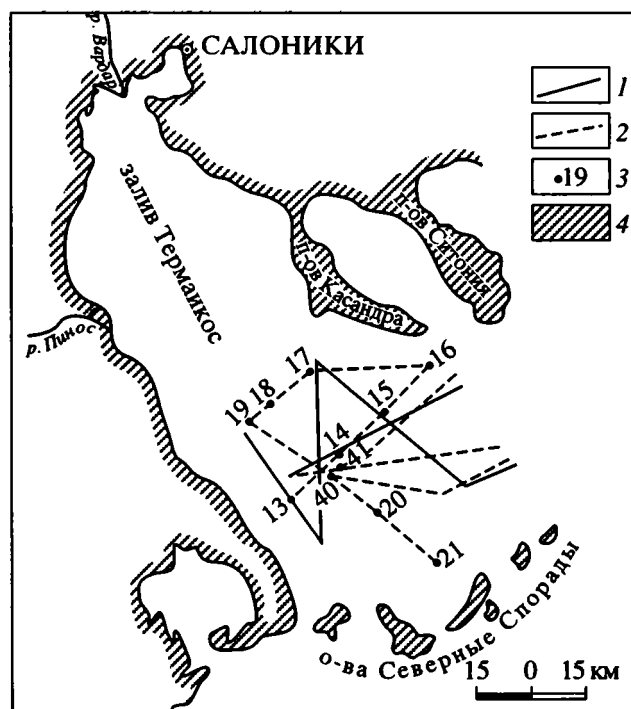


Рис. 1. Схема района работ.

1 – сейсмоакустические профили, 2 – эхолотные профили, 3 – точки отбора проб осадков и их номера, 4 – суша.

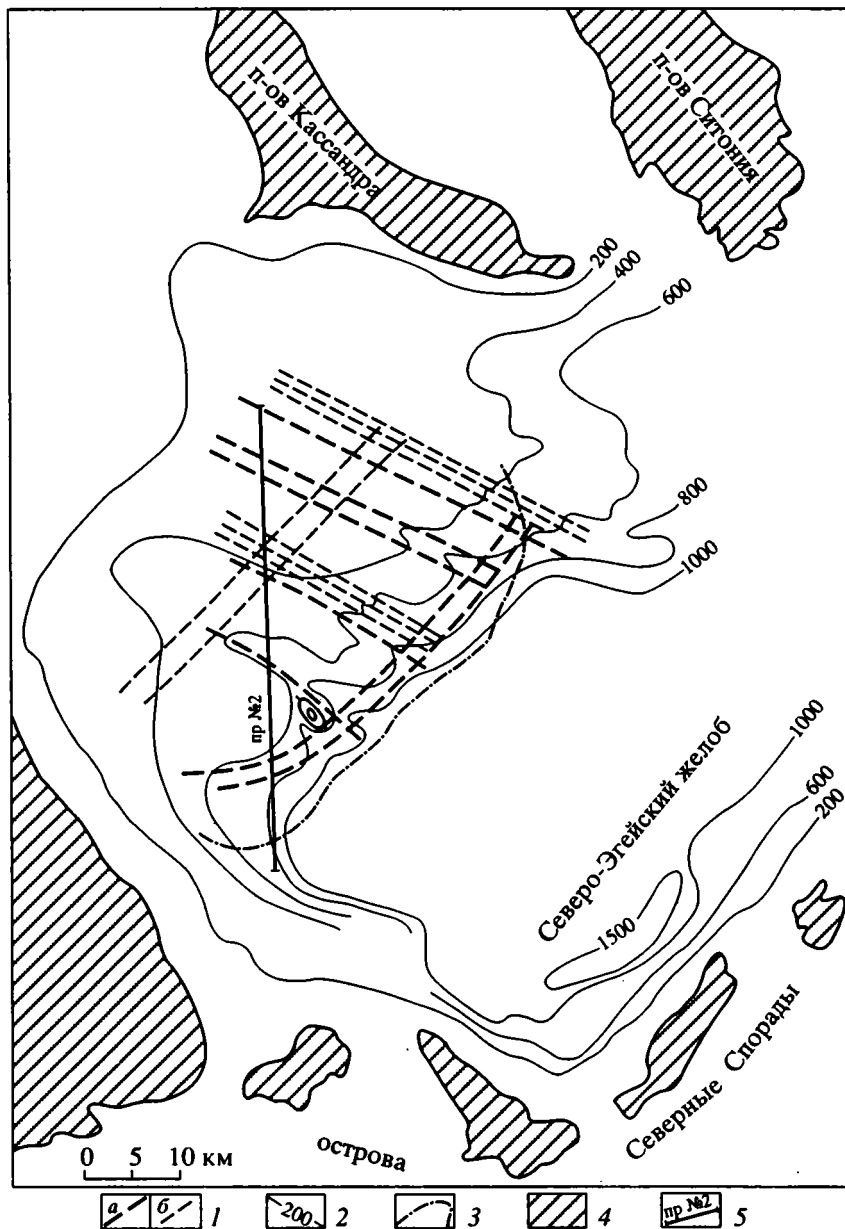


Рис. 2. Схема разрывных нарушений в четвертичной толще.

1 – разрывные нарушения (а – крупные, б – мелкие); 2 – изобаты (уточнены по данным НСП и эхолотирования); 3 – внешняя граница распространения рисских косослоистых комплексов; 4 – суша; 5 – сейсмоакустический профиль № 2.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Используемая в ходе экспедиции методика сейсмоакустических работ позволила изучить верхний слой осадков мощностью до 700–800 м (разрешение по вертикали около 5 м). При анализе профилей НСП обращают на себя внимание две особенности: широкое развитие разрывных нарушений со значительными вертикальными смещениями и наличие нескольких генераций погребенных косослоистых комплексов.

Разрывы группируются в две системы: СВ–ЮЗ и ССЗ–ЮЮВ простираний. Первой системой кон-

тролируется в значительной степени профиль континентального склона. В частности, зафиксирована связь с разломами крутого перегиба и уступа в рельефе склона на глубинах 600–700 м (рис. 2). Реальные углы плоскостей сместителей разрывов находятся в пределах 50°–90°. Большая часть нарушений сопровождается вертикальным смещением слоев (от первых метров до нескольких десятков метров). По нашему мнению, рассмотренные тектонические нарушения представляют собой систему нормальных сбросов, образование которых связано с погружением осевой

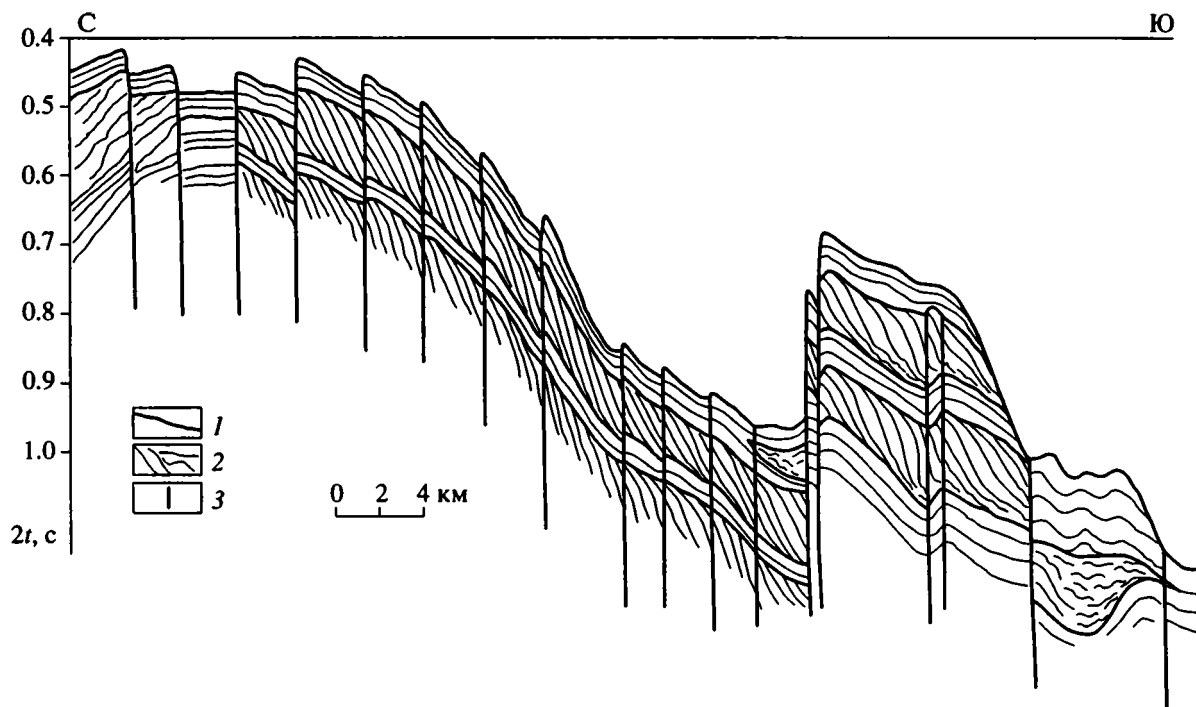


Рис. 3. Сейсмоакустический профиль № 2 (местоположение профиля показано на рис. 2).

1 – отражающие горизонты, разделяющие косослоистые и нормальнослоистые осадочные комплексы; 2 – отражающие горизонты и площадки внутри комплексов; 3 – разрывные нарушения.

части Северо-Эгейского желоба и последовательном вовлечении в этот процесс все более удаленных участков.

Разрывы второй системы имеют ССЗ–ЮЮВ ориентацию, совпадающую с простираем основных тектонических элементов суши и почти перпендикулярную Северо-Эгейскому трогу. Большая их часть связана с антиклинальной складкой, шарнир которой полого погружается на ЮЮВ. На профилях, секущих складку вкост простираения, хорошо видна система вложенных грабенов, осложняющих ее свод и отчетливо выраженных в рельефе дна. На крыльях симметрично по отношению к зоне центральных грабенов фиксируются многочисленные параллельные разрывы, создающие гребневидный рисунок дна. Амплитуда сбросов в сводовой части складки составляет 30–50 м, на крыльях – до 20 м.

Крупный односторонний грабен пересечен двумя сейсмопрофилями на юго-западе района на глубинах моря 500–800 м. Пологий его борт переходит в юго-западное крыло описанной складки, а крутой (наклон более 60°) образован плоскостью сброса. Его амплитуда, замеренная по характерным косослоистым пластам, достигает 250 м. В рельефе грабену соответствует одна из глубочайших подводных долин на северном склоне бассейна Спорадос (рис. 3). Заложение долин более мелкого масштаба также, очевидно, связано с тектоническими нарушениями ССЗ–ЮЮВ простираений.

Особенностью разрывов обеих систем является их отчетливое проявление в рельефе дна. Даже самые молодые слои донных осадков оказываются смещенными по вертикали на десятки, а в отдельных случаях и сотни метров. Это, несомненно, указывает на молодость разломов и их постседиментационное развитие.

Широкое развитие нарушений типа грабенов и сбросов ССЗ–ЮЮВ ориентации свидетельствует о существовании режима растяжения в перпендикулярном направлении (СВ–ЮЗ), что согласуется с идеей о правостороннем сдвиге, развивающемся вдоль Северо-Эгейского желоба. При этом, разрывы ССЗ–ЮЮВ системы, вероятно, являются оперяющими по отношению к главному сдвигу.

Для изученного района характерно чередование в разрезе нормальнослоистых и косослоистых отложений. Последние образуют линзовидные тела мощностью от 50 до 200 м и размерами в плане от 5 до 50 км. На профиле № 2 выделяются два мощных косослоистых пласта, расположенных один под другим и имеющих идентичную внутреннюю структуру (рис. 3).

В верхней и средней части каждого из комплексов косые пласты строго параллельны друг другу и наклонены под углом 8°–9°. Вблизи нижних кромок тел фиксируется картина подослеженного прилегания: уменьшение наклона слоев и сокращение их мощностей вплоть до выклинивания. У верхних границ комплексов круто

наклоненные отражения обрываются резко, но на некоторых участках заметны элементы кровельного прилегания. Плохая выраженность последнего на записях, очевидно, связана как с ограниченной разрешающей способностью исследований, так и с тем обстоятельством, что верхние границы обоих косослоистых пластов на значительных площадях имеют эрозионную природу. Примечательна латеральная выдержанность углов наклона косых слоев, их параллельность практически на всем протяжении профиля (25–30 км). Картина меняется лишь во фронтальных зонах, где увеличиваются мощности обоих тел, внутренние отражения выполаживаются, приобретая сигмовидную конфигурацию, а в основании комплексов появляются горизонты с прерывистыми, слабо наклоненными отражениями бугристой или волнообразной формы.

Характер сейсмической записи, прежде всего геометрия отражений, свидетельствует о том, что рассматриваемые тела сформировались в результате латерального наращивания при низком стоянии уровня моря и обильном привносе терригенного материала с суши. В северной и средней частях профиля это, по-видимому, проградирующие авандельтовые комплексы, причем столь значительная протяженность косослоистых пластов связана с продвижением в южном направлении устьев рек. Этим объясняется эрозионный характер верхних фронтов тел. Фронтальные участки комплексов (южная часть профиля) формировались в более глубоководных условиях, очевидно, за бровкой палеошельфа. Наблюдаемые в основании прерывистые отражения сложной формы могут соответствовать оползневым структурам перед фронтом проградирующего комплекса.

Для более объективной интерпретации данных НСП изучены разрезы осадков, отобранных грунтовыми трубками по двум профилям, пересекающим описанные выше структуры вкрест их простирания (рис. 1). Возрастное расчленение разрезов проведено по смене комплексов планктонных фораминифер (определения В.Г. Куренковой) и литологическим признакам с использованием маркирующего горизонта сапропелеподобного ила, накопившегося в интервале между 6 и 8 тыс. лет [2, 6]. В результате выделены голоценовые отложения, в которых доминируют тепловодные виды фораминифер и содержится сапропелеподобный ил, и подневюрмские отложения с преобладающим значением холодноводных видов. Скорости осадконакопления определены исходя из возраста подошвы голоценовых осадков в 10 тыс. лет и максимума последнего оледенения в 18 тыс. лет.

Разрезы, вскрытые в точках 17–19, дают представление об отложениях самой верхней части континентального склона зал. Термаикос в интервале глубин моря 280–320 м в пределах северо-восточного склона валообразного поднятия,

его выровненной вершинной части и верховья подводной долины, установленной по результатам эхолотирования дна. Осадки здесь имеют трехчленное строение: сверху залегает горизонт опесчаненного глинистого ила с биогенными остатками, ниже расположен горизонт сапропелеподобного ила, который, в свою очередь, перекрывает пачку глинистого ила, включающую в нижней части разреза станции 19 остатки растительного детрита. Характерной чертой описанных разрезов является наличие элементов нарушения нормальных осадочных текстур, указывающих на наличие размывов, оползаний и переотложений материала. Зафиксированные скорости голоценового осадконакопления здесь не превышают 10 см/тыс. лет, а предположительные скорости в подневюрмское время – 30 см/тыс. лет.

Колонки осадков станций 13, 40, 41, 14, 15 и 16 отобраны с континентального склона, разных частей описанных выше поднятий дна и осевой части долины. В строении осадочной толщи наблюдаются как нормальное переслаивание разнотипных осадков на выровненных участках дна, так и следы ее размывов и переотложений на склонах поднятий и в долине. Скорости голоценового осадконакопления в рассмотренных колонках варьируют за счет изменения мощностей по указанным выше причинам, но, как правило, не превышают 20 см/тыс. лет.

Таким образом можно отметить, что процессы современной тектонической активности, выразившиеся в недавнем образовании молодых разрывов, нашли отражение и в строении разрезов позднечетвертичных осадков. Это проявилось в сингенетичном разломообразовании развитии оползневых явлений на склонах поднятий и уменьшении в результате этого мощностей голоценовых осадков и скоростей их накопления.

Как следует из вышеописанного, скорости пелагического осадконакопления в голоцене не превышали 20 см/тыс. лет. Предположительно в подневюрмское время или, по крайней мере, во второй его половине они не превышали 50 см/тыс. лет, особенно на участках, удаленных от края шельфа на 30–40 км. Исходя из этого, можно оценить мощность пелагических осадков, которые должны были накопиться за последние 15–17 тыс. лет. Она составила бы всего 5–7 м. Этот факт будет важен при оценке времени накопления рассматриваемых осадочных комплексов.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Колебания уровня Мирового океана и Средиземного моря во второй половине четвертичного периода связаны с ледниковыми и межледниковыми событиями и имели гляциоэвстатическую природу [1, 2]. В позднем плейстоцене зафиксированы две стадии оледенения: ранневюрмская



(калининская) и поздневюрмская (осташковская). В среднем плейстоцене также было два оледенения: раннерисское (днепровское) и позднеерисское (московское). Вюрмское и рисское оледенения разделены рисс-вюрмским (микулинским) межледниковьем, а внутри – более короткими периодами потеплений. Ориентировочная длительность рисса оценивается в 100–150 тыс. лет (от 120 до 250 тыс. лет), межледниковья – в 40–50 тыс. лет (от 70–90 до 120 тыс. лет), вюрма – в 60–80 тыс. лет (от 10 до 70–90 тыс. лет) [1].

Аккумулятивные формы на северном склоне бассейна Спорадос, аналогичные описанным нами, числом до трех, предположительно четвертичного времени (без более точной временной привязки) описаны в научной литературе [9, 11].

В зал. Термаикос на продолжении р. Пинос сейсмоакустическими исследованиями обнаружено голоценовое аккумулятивное тело трехчленного строения мощностью до 30 м, в котором от устья в море выделены слои, отвечающие классическому гилбертову типу дельты [3]: *topset*, *foreset* и *bottomset*. На краю шельфа зал. Термаикос в интервале глубин 90–200 м также описано крупное аккумулятивное тело, сложенное песчаным материалом и являющееся, скорее всего, продельтовым (подводная дельта?) комплексом, образовавшимся во время поздневюрмской регрессии при падении уровня моря до 100–120 м [9, 11]. Эти регрессивные отложения обнажаются на дне или перекрыты маломощным чехлом голоценовых осадков.

Мы предлагаем следующую картину развития северной части бассейна Спорадос во второй половине четвертичного периода.

Мощность горизонтально-слоистой толщи морских осадков над первым сверху телом составляет 30–50 м. Если принять скорости накопления осадков для времени трансгрессивных повышений уровня моря в 10–15 см/тыс. лет и в 50 см/тыс. лет для регрессивных стадий вюрма, то за голоцен и вюрм могло накопиться около 25 м осадков: 2–3 м в голоцене, 2–3 м в среднем вюрме, по 10 м в раннем и позднем вюрме. В рисс-вюрмское межледниковье могло образоваться не более 10 м осадков. Это в сумме дает 35 м, что соответствует действительности. Таким образом возраст описываемой горизонтально-слоистой толщи позднеплейстоценовый (от рисс-вюрма до голоцена). Отсюда следует, что аккумулятивные косослоистые тела относятся к среднему плейстоцену и накопились во время двух стадий рисского оледенения. Они разделены нормально-слоистой толщей, скорее всего, морских осадков.

Внешняя, морская, граница распространения рисских косослоистых аккумулятивных тел находится в 40–50 км от современной бровки шельфа. В то же время поздневюрмские продельтовые от-

ложения накопились около современной бровки шельфа и имеют ширину вкрест простирания всего несколько километров. Трудно представить, что рисские продельтовые тела образовывались на таком расстоянии от края шельфа. При условии, что падение уровня рисского моря было близко к максимальному для вюрмских регрессий (до 120 м), необходимо признать, что устья рек, питавших бассейн осадочным материалом, должны были располагаться на расстоянии не более 5–10 км от внешнего края распространения образованных ими проградационных тел. Современная глубина моря над местом развития рисских тел составляет 400–600 м. Отсюда следует, что в рисское время глубины современного склона бассейна Спорадос были не более 200 м, а сам он сформировался в позднечетвертичное время, когда произошло его крупномасштабное опускание. Это связано с одновременным прогибанием впадины бассейна Спорадос, а может быть и всего Северо-Эгейского желоба. Отсутствие более молодых (глубоководных по современным условиям) аналогичных вюрмских тел, которые расположены в районе современной бровки шельфа, указывает на то, что аллювиальный материал на склон не доносился, т.к. глубины моря существенно увеличались и район осадконакопления удалился от источника на десятки километров.

Повсеместное площадное распространение рисских проградационных тел позволяет утверждать, что склон в среднем плейстоцене представлял собой выровненную поверхность, наклоненную на юго-восток. Образование центральной подводной долины в позднем плейстоцене привело к тому, что во время вюрмских регрессий осадочный материал из впадающих в море рек перемещался вниз по склону, формируя тонкозернистые турбидиты, предполагаемые на сейсмических профилях [11], и не отлагался на поднятиях дна.

Крупные смещения по разломам, определившие опускание аккумулятивных тел, произошли после их накопления, т.е. в позднечетвертичное время. Эти опускания обособили с юга и с северо-востока поднятие дна и сформировали крупную подводную долину, пересекающую склон в его средней части.

Наличие следов оползневых процессов на своде антиклинального поднятия, нарушенного разломами, указывает на то, что последние образовались в предголоценовое или даже голоценовое время, являлись кососедиментационными и способствовали возникновению оползневых тектур даже в позднеголоценовых отложениях.

## ВЫВОДЫ

1 – дизъюнктивные нарушения, выраженные в рельефе дна на склоне бассейна Спорадос в юго-западной части Северо-Эгейского желоба в верхней (четвертичной) осадочной толще, по-видимому,

образовались в позднем плейстоцене и “живут” в настоящее время. Ими определен рисунок рельефа склона, оформившийся в основных чертах в вюрме-голоцене.

2 – на северном склоне бассейна Спорадос существует режим растяжения в направлении, параллельном оси Северо-Эгейского трога. Сбросы, перпендикулярные трогу, вероятно, являются опережающими по отношению к правостороннему сдвигу, развивающемуся вдоль желоба.

3 – крупное опускание дна моря в северо-западной, а, возможно, и центральной части бассейна Спорадос с амплитудой в несколько сотен метров произошло в позднем плейстоцене (вюрме).

4 – формирование аккумулятивных, продольных тел на северном континентальном склоне бассейна Спорадос происходило во время рисского оледенения.

5 – характер осадочного процесса в бассейнах Термаикос и Спорадос контролируется неотектоническими процессами и эвстатическими колебаниями уровня моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 93-05-14567).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во Московского ун-та, 1965. Т. 1–2. 371, 435 с.

2. Шимкус К.М. Осадкообразование Средиземного моря. М.: Наука, 1981. 240 с.
3. Эллиотт Т. Дельты // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. С. 144–191.
4. Brooks M., Williams G.D. Extensional tectonics in Neogene and Quaternary sequences at the western margin of the Axios Basin (Northern Greece) // J. Geol. Soc. London. 1982. V. 139. P. 293–297.
5. Collins M.B., Lykousis V., Ferentinos G. Temporal variations in sedimentation patterns: NW Aegean Sea // Mar. Geol. 1981. V. 43. № 1–2. P. 39–48.
6. Cramp A., Collins M.B., Wakefield S.J., Banner E.T. Sapropelic layers in the NW Aegean Sea. Geological Evolution of the Eastern Mediterranean // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1985. V. 17. P. 807–813.
7. Ferentinos G., Brooks M., Collins M.B. Gravity induced deformation on the North flank and floor of the Sporades Basin off the North Aegean Trough // Mar. Geol. 1981. V. 44. P. 289–302.
8. Lalechos N., Savoyat E. La sedimentation Neogene dans le Fosse Nord-Egeen // Proc. 6th Conf. on Geology of the Aegean region. Athens. 1979. P. 591–603.
9. Lykousis V., Collins M.B., Ferentinos G. Modern sedimentation in the NW Aegean Sea // Mar. Geol., 1981. V. 43. P. 11–130.
10. Mally T.S., Johnson G.J. Morphology and structure of the Aegean Sea // Deep-Sea Research. 1971. V. 18. P. 109–122.
11. Mascle J., Martin L. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles // Mar. Geol., 1990. V. 94. P. 271–299.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, А.А. Никонов

## Neotectonics and Sedimentary Processes on the Northern Slope of the Sporades Basin (the Aegean Sea)

A. G. Roslyakov and V. M. Sorokin

Moscow State University, Moscow

Formation conditions of Pleistocene sedimentary cover of the northern slope of the Sporades Basin were considered on the basis of data acquired from seismic profiles, echo sounding, and examination of the samples of bottom sediments. The sedimentary in the study area is controlled by neotectonic movements and eustatic sea-level variations. Major progradation bodies were formed during the Riss glaciation. The sea-bottom subsidence by several hundreds of meters in the late Pleistocene shaped the Recent profile of the slope. The faults formed by this subsidence currently retain their activity.

УДК 551.247(571.1)

## ОПОКОВЫЙ ДИАПИРИЗМ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 1997 г. Р. Б. Крапивнер

Закрытое акционерное общество по гидрогеологическим и геоэкологическим исследованиям "ГИДЭК", Москва  
Поступила в редакцию 01.11.95 г.

На примере двух крупных дислоцированных зон доказываем, что характерные для севера Западной Сибири деформационные структуры, отличающиеся аномально высоким гипсометрическим положением палеогеновых слоев, представляют собой диапировые и криптодиапировые складки, образованные при активной роли верхнепалеоценовых опок и опоковидных глин. Анализируются динамические условия, физический механизм и скорость формирования складок. Демонстрируется неприемлемость существующих гипотез возникновения процессов диапиризма в осадочном чехле. Предлагается альтернативная гипотеза, в соответствии с которой опоквый диапиризм может рассматриваться и как природная модель образования некоторых типов полной геосинклинальной складчатости.

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Под диапиризмом осадочных пород обычно понимают структурообразующий процесс, обусловленный латеральным и вертикальным перемещением каменных солей или консолидированных глин, глубина ненарушенного залегания которых измеряется километрами. Между тем, структуры, морфологически аналогичные диапировым, распространены и в более высоких горизонтах осадочного чехла, где они формируются при активной роли отложений разного состава и состояния (слабо консолидированные глины, глинистый писчий мел, бурые угли и др.). В силу близкого расположения этих бескорневых деформационных структур их происхождение связывают с разнообразными экзогенными процессами: выдавливанием пластичных пород под действием дополнительной ледниковой нагрузки или неравномерного гравитационного давления в условиях расчлененного рельефа, инверсией плотности, возникающей при деградации многолетней мерзлоты и пр. Эти взгляды являются "экзогенными" вариантами существующих теоретических представлений о природе "настоящих" (соляных и глиняных) диапиров, природными моделями которых выступают более компактные деформационные структуры, формирующиеся на малых глубинах. По мнению автора, обе упомянутые гипотезы применительно не только к приповерхностному, но также к соляному и глиняному диапиризму, противоречат ряду теоретических положений реологии деформируемых сред.

Вместе с тем, складчатость нагнетания, крайним структурным выражением которой является диапиризм, независимо от глубины залегания и состава активного слоя, подчиняется общим законам геодинамики: она возникает в поле слабых девиаторных напряжений за счет деформации ус-

тановившейся ползучести, развивающейся в геологическом масштабе времени. Рассматривая соляной, глиняный и приповерхностный диапиризм как разные проявления единого по своему физическому механизму процесса, автор показал, что роль активного слоя в нем играют породы, выделяющиеся из состава деформируемой осадочной толщи оптимальным сочетанием двух фундаментальных свойств: вязкости ( $\eta$ ) и сдвиговой прочности, зависящей от модуля сдвига ( $G$ ). Первое свойство определяет способность породы течь при данном уровне напряжений и данной длительности их действия ( $t$ ), что неизбежно должно сопровождаться оттоком материала активного слоя из одних участков на другие, второе – при некоторых, зависящих от конкретных геологических условий значениях  $G$ , позволяет этому материалу преодолевать сопротивление вышележащих пластов деформированию над ядрами нагнетания, без чего течение в среде, лишенной свободного пространства, невозможно [8]. Другими словами, при длительном воздействии на слоистый осадочный комплекс слабых девиаторных напряжений процессы вязкого латерального перераспределения материала внутри него происходят в том слое, породы которого отличаются наименьшим значением периода релаксации напряжений ( $T = \frac{\eta}{G}$ ), а не вязкости (и плотности) или прочности, как обычно считается.

В этом отношении весьма показательны широко развитые на севере Западной Сибири проявления приповерхностного диапиризма, в котором активную роль играют кремнистые породы – в большинстве случаев опоки верхнего палеоцена, характеризующиеся низкой плотностью ( $1.5 \text{ г/см}^3$ ) и в лабораторных условиях не обнаруживающие способности к пластической деформации. Они

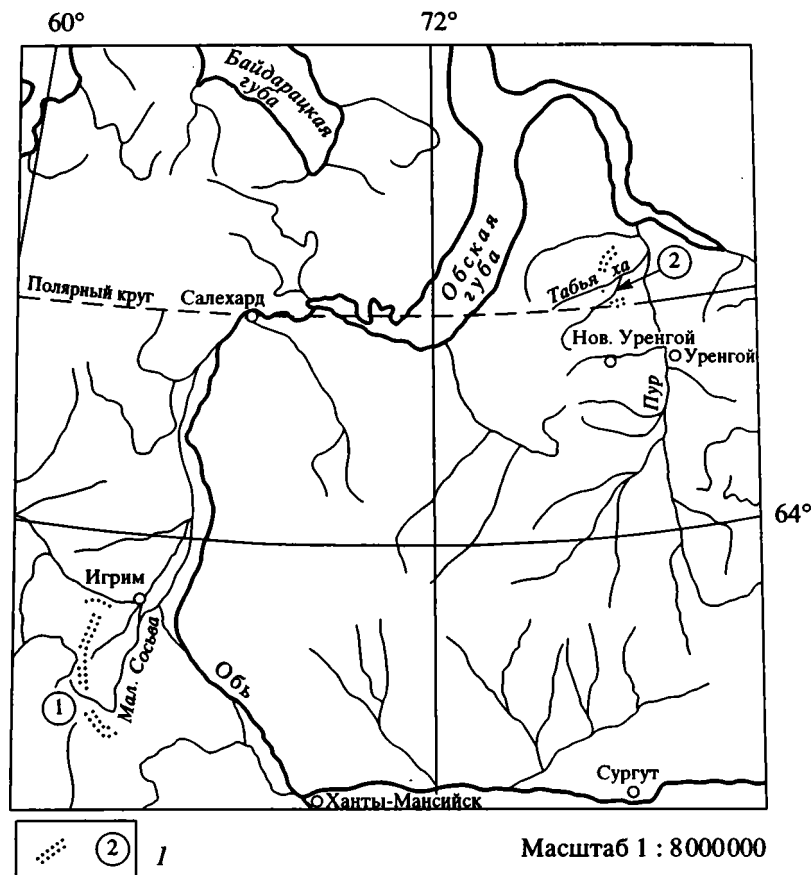


Рис. 1. Географическое положение анализируемых дислокаций. 1 – складчатые зоны. Цифрами в кружках обозначены (складчатые зоны): 1 – Мало-Сосьвинская, 2 – Арка-Табьяхинская.

формируют выдержанный на огромных площадях пласт мощностью от 40–60 до 100 м с прослоями опоквидных глин, полого погружающийся к центральным частям плиты, в соответствии с общей тектонической структурой осадочного чехла, представленного юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями. Поскольку углы наклона слоев плитного комплекса даже в пределах крупных антиклинальных поднятий обычно не превышают первых градусов, обнаруживаемые во многих пунктах экзотические выходы палеогеновых пород, в нормальном залегании расположенных на сотни метров ниже уровня современного эрозионного среза, принимались за ледниковые отторженцы или связывались со структурами нагнетания в ледниковом ложе.

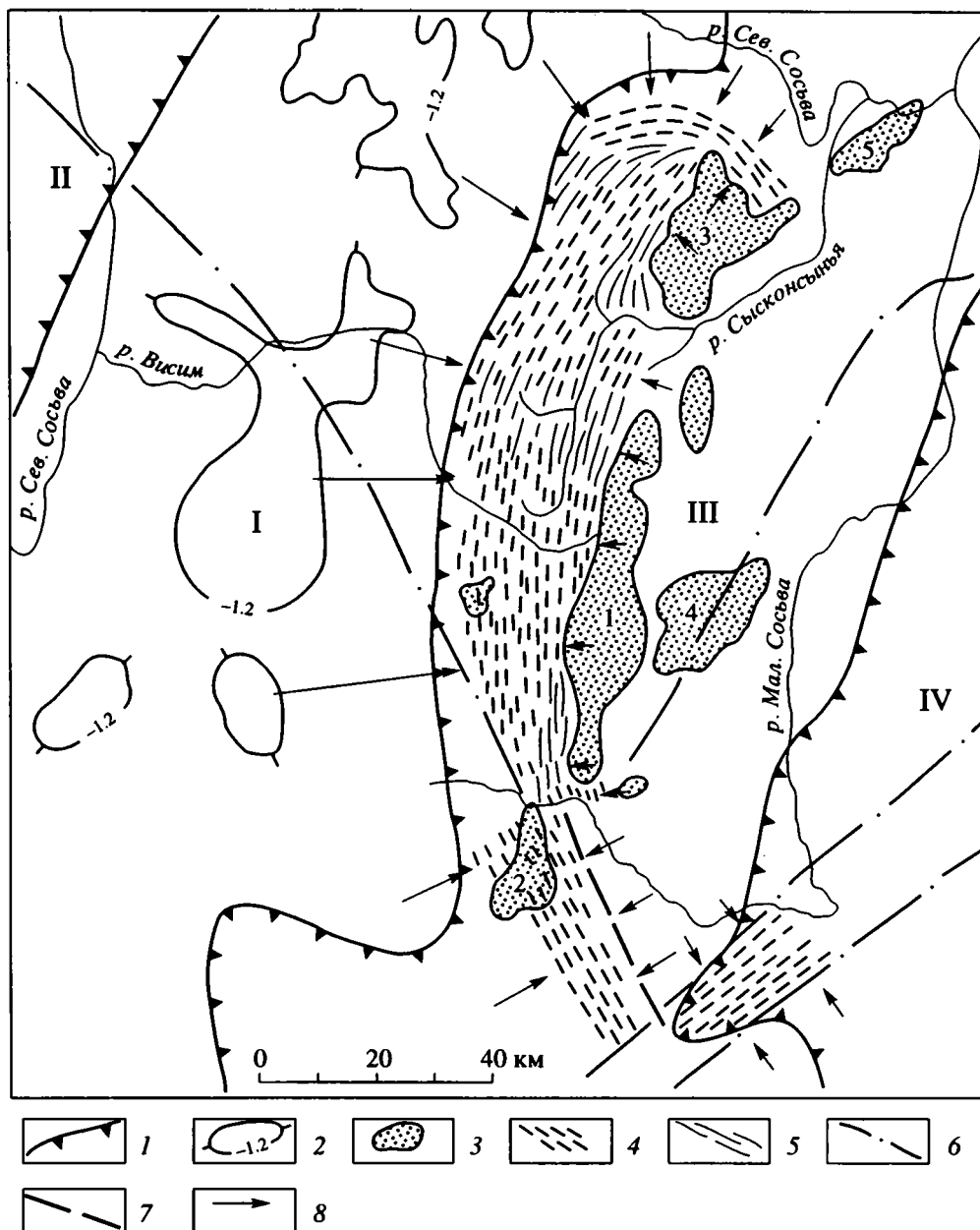
В северо-западных районах Западной Сибири распространены складки нагнетания, в которых активную структурообразующую роль играют сцементированные опалом кварц-глауконитовые песчаники сенон-датского возраста, залегающие здесь непосредственно под плиоцен-четвертичными образованиями [1]. Палеонтологически доказанные выходы катаклазированных сенон-датских “опоквидных” песчаников известны и во

внутренних районах плиты, в местах существенного погружения (600–700 м) этого стратиграфического горизонта [10, 13]. Там, где опоки или “опоквидные” песчаники распространены на глубинах до 300–350 м, складки нередко отражены на поверхности своеобразным параллельно-грядовым рельефом, в котором гряды соответствуют апикальным частям антиклиналей. При более глубоком залегании активного слоя ядрам нагнетания в рельефе соответствуют округлые в плане или удлиненные одиночные возвышенности.

Некорректность экзотектонических гипотез, выдвигаемых для объяснения генезиса рассматриваемых дислокаций, показана ранее [7, 9]. Ниже мы охарактеризуем строение, структурную позицию и предполагаемый механизм формирования двух наиболее изученных складчатых зон, образованных нагнетанием опок (рис. 1).

#### МАЛО-СОСЬВИНСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Самая крупная в Западной Сибири полоса распространения параллельно-грядового рельефа, получившая название Сосьвинского амфитеатра, известна в бассейне р. Малая Сосьва (рис. 2). Эта



**Рис. 2.** Схематическая структурная карта района Мало-Сосьвинских дислокаций. 1 – границы структур второго порядка; 2 – изогипсы кровли доюрского фундамента; 3 – локальные положительные структуры; 4–5 – складки нагнетания; 4 – отраженные в современном рельефе, 5 – погребенные; 6–7 – разломы фундамента; 6 – выраженные в геофизических полях [16], 7 – предполагаемые; 8 – направление течения материала активного слоя. Цифрами обозначены: I – Висимский свод; II – Ляпинский мегапрогиб; III – Березовская моноклиналия; IV – Шеркалинская впадина; 1 – Ханлазинский вал; 2 – Мало-Сосьвинское поднятие; 3 – группа Сысконсыньинских поднятий; 4 – Шухтунгортское поднятие; 5 – Игримский вал.

полоса имеет вид субмеридиональной дуги, полого выпуклой на запад, протяженностью 170 км при ширине 12–30 км. Южный фланг дуги резко отогнут на северо-восток ( $40^{\circ}$ – $45^{\circ}$ ), продолжаясь в этом направлении еще на 30 км, северный – образует торцевое сочленение со второй более узкой (5–6 км) и короткой (30 км) субширотной дугой, обращенной выпуклостью на север.

В осадочном чехле района выделяется обширный ( $190 \times 70$  км) Висимский свод, в осевой части которого поверхность доюрского фундамента располагается на глубине 1.0–1.2 км, а на флангах – 1.4 км. В западном направлении мощность осадочного чехла быстро ( $\sim 20$  м/км) возрастает и вдоль оси узкого Ляпинского мегапрогиба достигает 2.0–2.1 км. Более пологий восточный склон

(10–13 м/км) Висимского свода (Березовская моноклинал), на котором расположен Сосьвинский амфитеатр, плавно сочленяется с крупной Шеркалинской впадиной с мощностью осадочного чехла от 2.0–2.2 до 2.8–2.9 км. Юрские и меловые слои по данным сейсморазведки характеризуются субгоризонтальным залеганием, ненарушаемым в области распространения Мало-Сосьвинских дислокаций. Амплитуда локальных поднятий, осложняющих Березовскую моноклинал по поверхности фундамента изменяется от 50 до 100–150 м, и примерно вдвое меньше – по самому верхнему опорному отражающему горизонту “Г” (кровля сеномана), регионально прослеживаемому в 400 м ниже подошвы опок. Верхнепалеоценовые опоки имеют мощность 60–90 м. Они подстилаются и перекрываются глинистыми отложениями раннепалеоценового и эоценового возрастов соответственно. Последние состоят из трех литолого-стратиграфических горизонтов, датируемых ранним, средним и поздним эоценом. Снизу вверх это – диатомиты (60–65 м), диатомовые глины (60–65 м) и глины, не содержащие органического кремнезема (50–130 м). Колебания мощности последних обусловлены размывом в плиоцен-четвертичное время. Местами от этого размыва сохранились перекрывающие глины олигоценовые пески с прослоями лигнитов (20–30 м).

Палеогеновые слои по границе эрозионного, а внутри Сосьвинского амфитеатра и углового, несогласия перекрыты новейшими отложениями. Они представлены двумя толщами, формировавшимися в опресненных морских бассейнах раннего и позднего плиоцена, а также вложенным комплексом осадков четвертичных бассейновых и речных террас. Внутри зоны развития дислокаций по данным геологической съемки (И.И. Смирнов и др., 1989) распространены, в основном, верхнеплиоценовые отложения, которые здесь имеют песчаный состав и сокращенную мощность, уменьшающуюся (нередко до полного выклинивания толщи) по направлению к вершинам гряд. В обе стороны от дислоцированной зоны мощность плиоцен-четвертичных отложений возрастает, достигая 80–140 м, а в их составе заметную роль начинают играть глинистые фации.

Наиболее древними образованиями, нарушенное залегание которых достоверно установлено внутри области распространения параллельно-грядового рельефа, являются верхнепалеоценовые опоки. На коротких расстояниях, измеряемых десятками и первыми сотнями метров, перепад высотного положения их кровли по буровым данным может достигать 200–300 м. К сожалению, ни одна из скважин не прошла эти отложения на полную мощность. Опоки, поднятые выше нормального гипсометрического уровня залегания, интенсивно раздроблены, брекчированы, рассечены в разных направлениях многочисленными пло-

скостями скольжения, местами превращены в дресвяно-глинистую массу с рассеянными в ней угловатыми обломками различных размеров. Подобное строение опок (и опоквидных глин) наблюдалось в открытых горных выработках, в керне скважин и в прозрачных шлифах. Вместе с опоками аномальным по гипсометрическому положению залеганием характеризуются и перекрывающие их слои. В зависимости от глубины предверхнеплиоценового денудационного среза под рельефообразующими песчаными отложениями могут помимо опок вскрываться нижнеэоценовые диатомиты, а иногда и более высокие горизонты палеогеновой толщи. Они брекчированы в гораздо меньшей степени, чем опоки, причем интенсивность мелких внутрипластовых нарушений затухает по мере удаления от контакта с опоками.

Таким образом, Мало-Сосьвинские дислокации резко дисгармоничны по отношению к субгоризонтальным юрским и меловым слоям, представляя собой бескорневые деформационные структуры. Морфология дислокаций выявляется из материалов детальной разведки кремнистого сырья, проводившейся южнее долины р. Малая Сосьва (К.С. Кискин, 1985, Ю.Ф. Андреев, 1988). Она сопровождалась проходкой неглубоких шурфов (2.5–3.0 м) или скважин (10–12 м), которые с шагом 50, реже 100 м размещались на разведочных линиях, пересекавших выходы палеогеновых пород и отстоящих друг от друга на 100–200 м. Оказалось, что выступы палеогена приурочены к грядам или участкам их размыва на пологих склонах к речным долинам и представляют собой вытянутые параллельно друг другу антиклинальные складки, своды которых с размывом и угловым несогласием перекрыты верхнеплиоценовыми отложениями (рис. 3А). Для северной части Сосьвинского амфитеатра это было установлено ранее [6]. Пространственное распределение и размеры складок отражены в современном параллельно-грядовом рельефе складчатой зоны. Антиклинальные поднятия имеют длину от сотен метров до 2–4 км, иногда образуя протяженные цепочки при среднем расстоянии между их осями 0.7–0.8 км. В ядрах антиклиналей чаще всего выступают верхнепалеоценовые опоки, а на их крыльях – эоценовые слои, сменяющие друг друга в соответствии с общей антиклинальной структурой. Ей также подчиняются гипсометрическое положение и распределение мощностей покровных песчаных отложений, что позволяет предположить конседиментационный рост складок в позднем плиоцене. Средняя амплитуда складок по кровле опок составляет 250 м, а по поверхности верхнеплиоценовых песков – 15 м.

Структурные построения, выполненные с учетом данных о спокойном залегании юрских и меловых пород, учитывают изложенные факты

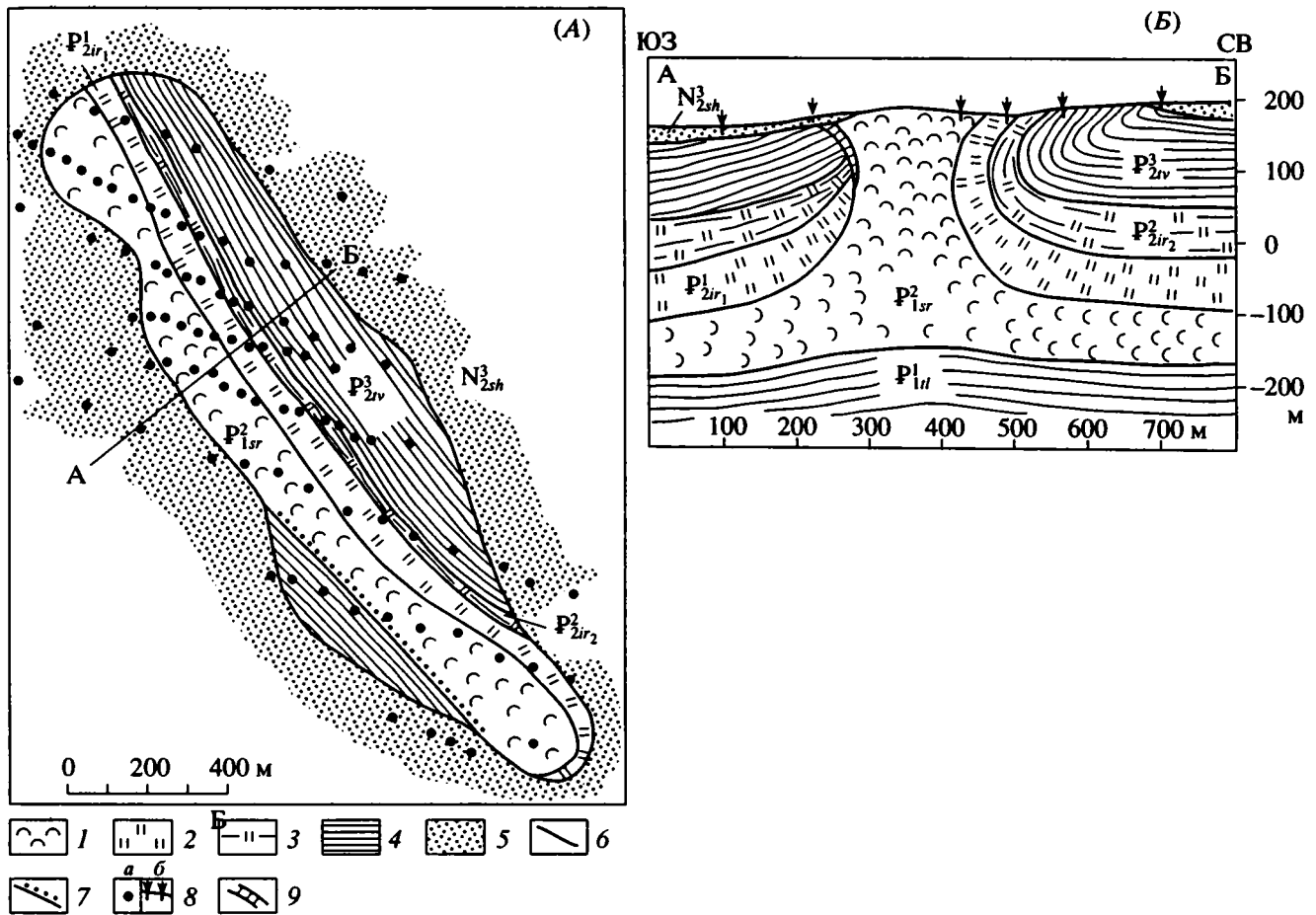


Рис. 3. Геологическая карта (А) и разрез (Б) антиклинальной складки в бассейне р. Порхьюган (правый приток р. Малая Сосьва).

1 – опоки с прослоями опокovidных глин, 2 – диатомиты, 3 – диатомовые глины, 4 – бескремнистые глины, 5 – пески, 6 – литологические границы, 7 – граница диапирового протыкания, 8 – скважины глубиной до 12 м (а – на карте, б – на разрезе); 9 – брекчия трения.  $P_{1il}^1$  – талицкая свита,  $P_{1sr}^2$  – серовская свита,  $P_{2ir_1}^2$  – нижнеирбитская подсвита,  $P_{2ir_2}^2$  – верхнеирбитская подсвита,  $P_{2iv}^3$  – тавдинская свита,  $N_{2sh}^3$  – салехардская свита.

только в том случае, если допустить, что антиклинальные складки образованы нагнетанием верхнепалеоценовых опок. Обычно крылья складок, обращенные к внутренней (вогнутой) стороне Сосьвинского амфитеатра, сформированы нормальной стратиграфической последовательностью слоев, а на противоположных – отмечается динамический контакт верхнепалеоценовых опок с верхнеэоценовыми глинами, что предполагает диапировое протыкание опоками отложений покровного комплекса (рис. 3Б). По-видимому, во многих случаях такое протыкание сопровождалось латеральным “разваливанием” растущего опокowego диапира, благодаря чему он приобретает грибообразную форму (рис. 4). Это явление наблюдается при внедрении диапиров в пластичные породы и объясняется низкими значениями величины всестороннего сжатия в верхних горизонтах осадочного

чехла [12]. В некоторых случаях оно приводит к возникновению диапировых шляп. Так, при проведении среднемасштабной геологической съемки (И.И. Смирнов и др., 1989) в одном из карьеров на возвышенности Люленгсав наблюдался субвертикальный нависающий контакт верхнепалеоценовых опок диапирового ядра с вмещающими эоценовыми глинами высотой 6 м, плавно переходящий в горизонтальную границу, по которой 6–8-метровый пласт опок диапировой шляпы на протяжении 100 м перекрывал эти глины.

Перемещение ядер протыкания относительно боковых пород служит причиной образования брекчий трения, представляющих собой беспорядочную смесь диатомитов, диатомовых и бескремнистых глин. Подобное тектоническое переслаивание мощностью 2–5 м вскрывается скважинами под нависающими стенками диапировых

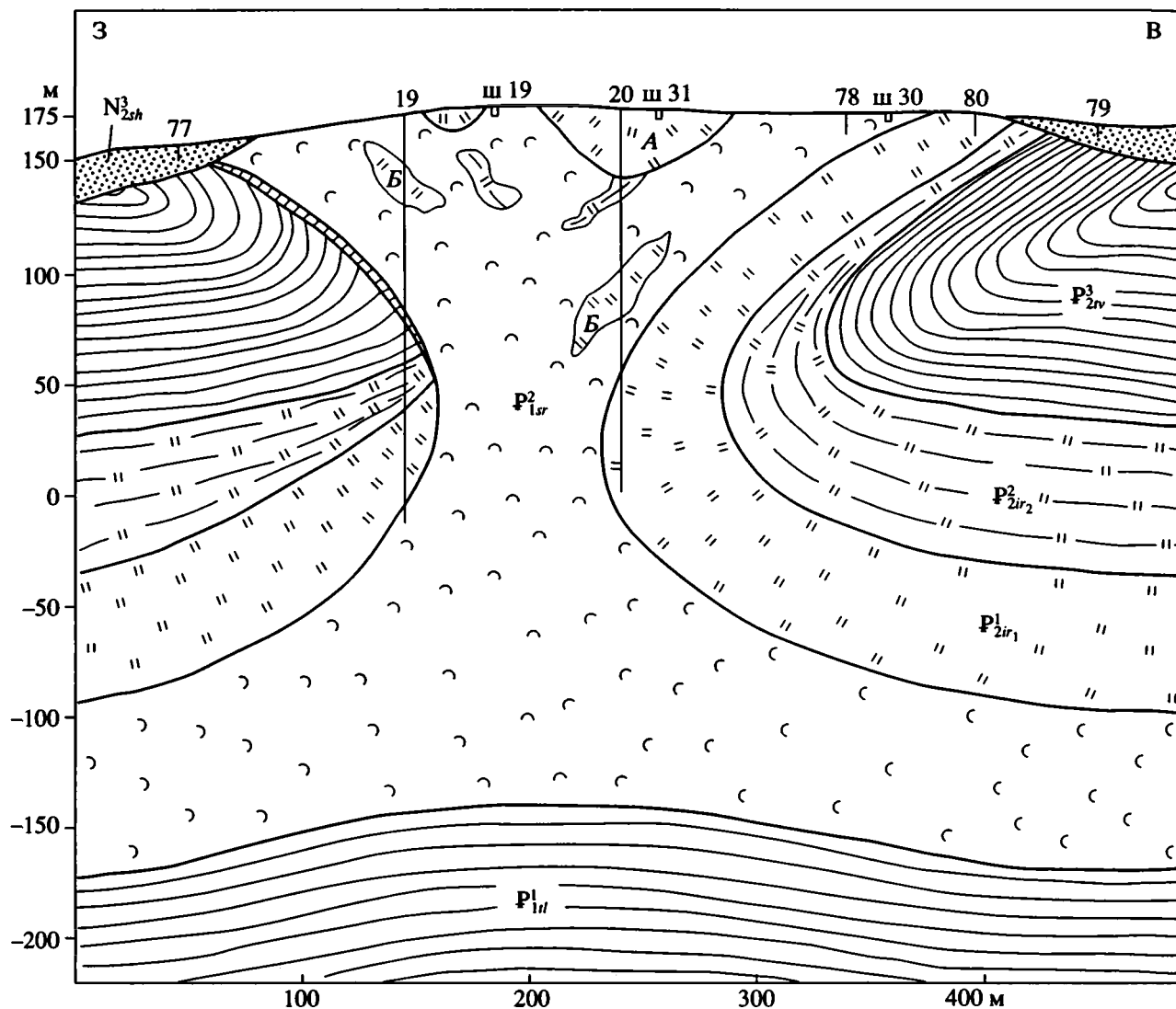


Рис. 4. Разрез грибообразного опокowego диапира на правом берегу р. Малая Сосьва с характерными "вдавленными" синклиналиями (А) и захваченными блоками вмещающих пород (Б). Условные обозначения см. на рис. 3. Цифры обозначают номера скважин и шурфов по Ю.Ф. Андрееву (1988) и К.С. Кискину (1985).

антиклиналей. Внутри последних встречаются пластовые блоки диатомитов и диатомовых глин, обособившиеся в процессе латерального растяжения и разлинзования пород покровного комплекса над растущими ядрами нагнетания и в дальнейшем захваченные ими (рис. 4). На поверхности многих таких ядер встречаются "вдавленные" синклинали, характерные для глинистых диапиров Керченско-Таманской области [11].

#### АРКА-ТАБЬЯХИНСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Зона распространения выразительного параллельно-грядового рельефа пересекает долины рек Табьяха и Арка-Табьяха, принадлежащих левобережному бассейну р. Пур, недалеко от его впадения в Тазовскую губу. Она имеет форму резко

изогнутой дуги, вершина которой расположена на правобережье р. Арка-Табьяха. Одна ветвь дуги, плавно изгибаясь, вытянута на 40 км в северном направлении, а ее ширина возрастает с севера на юг от 1–2 до 12–13 км. Вторая ветвь длиной 25 км состоит из двух дуг меньшего размера, обращенных выпуклостью на юг и сопрягающихся друг с другом почти под прямым углом: западная имеет ширину 1–2 км, восточная – образует расходящийся к востоку пучок гряд шириной от 2 до 7 км (рис. 5).

Район характеризуется глубоким залеганием ступенчато погружающегося к оси Колтогорско-Уренгойского рифта фундамента, выступы и впадины которого погребены под триасовыми отложениями промежуточного (рифтогенного)



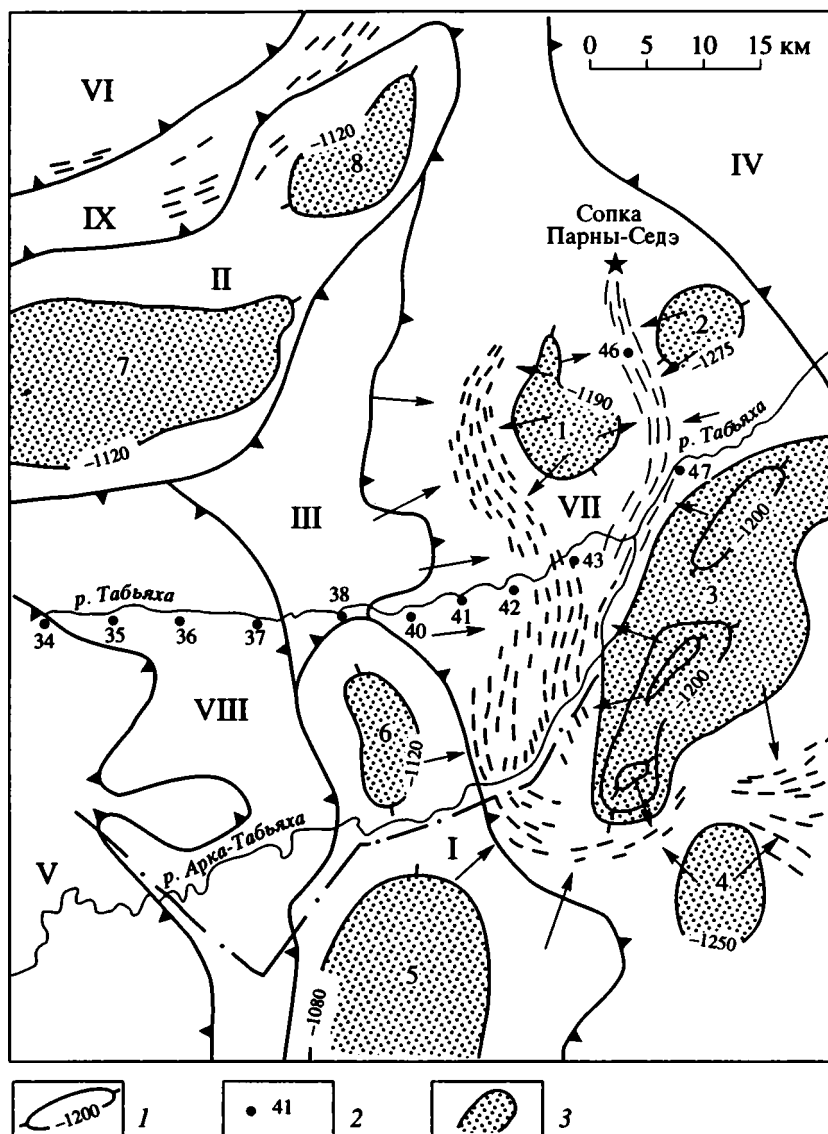


Рис. 5. Схематическая структурная карта района Арка-Табьяхинских дислокаций. 1 – изогипсы кровли сеноманских отложений; 2 – картировочные скважины и их номера (ВНИГРИ), вскрывшие палеогеновые отложения; 3 – локальные поднятия (1 – Хадуттейское, 2 – Тояхское, 3 – Самбургское, 4 – Южно-Самбургское, 5 – Северо-Уренгойское, 6 – Табьяхинское, 7 – Енъяхинское, 8 – Едэйское). Римскими цифрами обозначены: валы (I – Уренгойский, II – Песцовый), III – Табьяхинская седловина, IV – Нижне-Пурский мегапрогиб), впадины (V – Нерутинская, VI – Хадуттейская), склоны к мегапрогибам и впадинам (VII – Нижне-Пурскому, VIII – Нерутинской, IX – Хадуттейской).

структурного этажа. Плитный чехол имеет мощность 5–6 км. Внутри него по данным сейсморазведки выделяются два крупных, осложненных локальными поднятиями вала – субмеридиональный Уренгойский и субширотный Песцовый, связанные Табьяхинской седловиной. Первый из них по кровле сеноманских отложений (отражающий горизонт “Г”) имеет размеры 80 × 25 км и амплитуду 150–250 м. Второй характеризуется близкими размерами в плане, но несколько меньшей амплитудой. Переходные зоны между валами и окружающими их впадинами имеют различ-

ную морфологию. Склоны к Хадуттейской и Нерутинской впадинам короткие и довольно крутые (20–30 м/км), тогда как склон к Нижне-Пурскому мегапрогибу растянут и осложнен локальными положительными структурами амплитудой от 15–20 до 50–60 м, к числу которых относятся Хадуттейское, Тояхское, Самбургское и Южно-Самбургское поднятия.

Строение показанных на рис. 5 структурных элементов в целом адекватно отражено и по поверхности 600-метровой сеноманской толщи, а также по перекрывающим ее нижнепалеоценовым

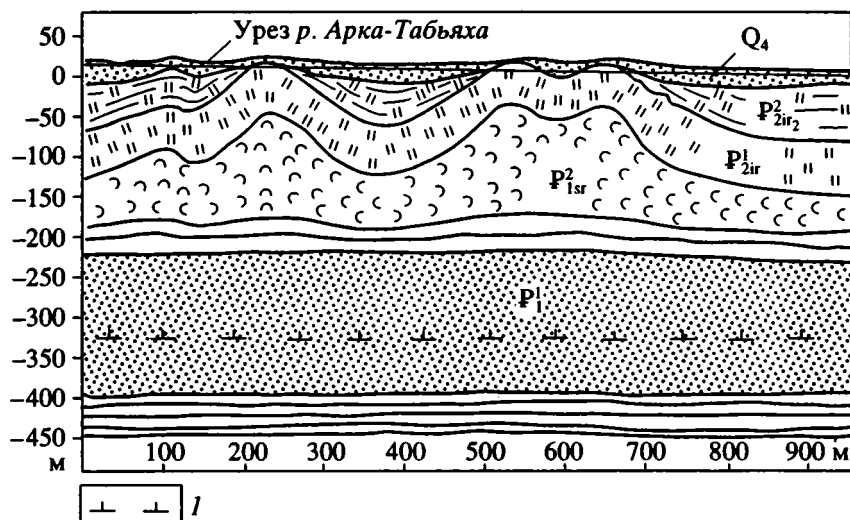


Рис. 6. Предполагаемый геологический разрез отраженных в рельефе складок нагнетания по наблюдениям в обнажениях на р. Арка-Табьяха.

1 – подошва многолетней мерзлоты по данным бурения. Остальные обозначения см. на рис. 3.

слоям (270–290 м), основная по мощности верхняя часть которых имеет преимущественно песчаный состав и, поэтому, хорошо опознается на каротажных диаграммах. Верхний палеоцен представлен переслаиванием опок и опоковидных глин (40–60 м), а более высокие горизонты палеогенового разреза (200–250 м) литологически сходны с аналогичными стратиграфическими подразделениями эоцена и олигоцена района Сосьвинского амфитеатра. На палеогеновую толщу со стратиграфическим и угловым (в области развития дислокаций) несогласием налегают песчаные четвертичные осадки мощностью до 40–50 м, формирующие бассейновые и речные террасы. Лишь в некоторых неотектонических депрессиях под террасовыми песками вскрываются плиоценовые отложения. Большая часть кайнозойской толщи проморожена: подошва многолетней мерзлоты располагается внутри нижнепалеоценовых песков.

Параллельно-грядовый рельеф развит, главным образом, в пределах верхнеплейстоценовых террас. Пересекая долины рек Табьяха и Арка-Табьяха, гряды “накладываются” и на их поймы, не уменьшаясь в горизонтальных размерах и относительной высоте, откуда следует, что образование этих элементов тектонического рельефа совпало с эпохой формирования пойм. По данным среднемасштабной инженерно-геологической съемки, а также геологоразведочных работ на кремнистое сырье, сопровождавшихся бурением неглубоких скважин на междуречных пространствах, в разрезе большинства гряд с поверхности или под сравнительно тонким (обычно менее 10 м) покровом четвертичных песков вскрываются нижне-среднеэоценовые диатомиты, кровля которых погружается на значительную глубину в

межгрядовых понижениях. Наблюдения в обнажениях высотой до 10–12 м, особенно многочисленных на р. Арка-Табьяха, показывают, что гряды представляют собой апикальные части антиклинальных складок, в сводах которых обычно экспонирована толща неслоистых диатомитов, состоящая из двух пачек, вероятно соответствующих нижнему и среднему эоцену. Нижняя, алевролитистая, имеет темно-серую, а верхняя, более глинистая – желтую окраски. Отчетливая граница между ними на склонах гряд простирается в соответствии с ориентировкой последних в плане и наклонена под углом 25°–35°, подчеркивая антиклинальную структуру выступов палеогеновых пород.

В строении складок участвуют и верхнечетвертичные (на поймах голоценовые) песчаные отложения, мощность которых в замках антиклиналей (на вершинах гряд) измеряется первыми метрами, последовательно нарастая в сторону синклиналей (межгрядовых понижений), в пределах которых диатомиты скрываются под урезы воды (рис. 6). На крыльях складок песчаные слои залегают под углом до 20°–30°, срезая более круто наклоненную границу между двумя упомянутыми пачками диатомитов, но без азимутального несогласия по отношению к ним. В некоторых случаях в обрывах гряд к реке до самого ее уреза вскрываются только рельефообразующие четвертичные отложения, сохраняющие, однако, антиклинальную структуру. В пределах пойм незакрепленные растительностью пески на вершинах гряд интенсивно развеваются, образуя так называемые яреи, на субгоризонтальной поверхности которых экспонированы срезанные ветром “головы” собранных в антиклинальную складку голоценовых

песчаных слоев. Последние, при существовании между ними различий по цвету или зерновому составу фиксируют в плане контуры фрагментов складки или всю ее целиком вместе с периклинальными замыканиями.

Таким образом, Арка-Табьяхинская дуга отражает в рельефе ориентировку системы складок, в строении которых участвуют палеогеновые и четвертичные отложения. Их вероятная амплитуда, исходя из нормального для этого района гипсометрического положения кровли диатомитов в ненарушенном залегании, составляет 120–160 м. Складки отчетливо дисгармоничны по отношению к сенонскому и сенонскому слоям, локальные наклоны которых не превышают  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  (по материалам сейсморазведки), а также по отношению к залегающей согласно с ними преимущественно песчаной нижнепалеоценовой толще (по данным бурения многочисленных скважин). Отсюда следует, что рассматриваемые дислокации представляют собой структуры нагнетания, в которых активную роль играют породы, залегающие стратиграфически выше нижнепалеоценовых отложений: либо опоки и опокovidные глины, либо перекрывающие их диатомиты. Последнему, однако, противоречит простая деформационная структура диатомитов, собранных в симметричные аркообразные складки, а также распространенная в покровных четвертичных песках дресва и щебеняк опок – результат размыва опокovidных ядер протыкания. Одно из них выражено в рельефе в виде конусообразной сопки Парны-Седэ диаметром 200 м высотой 30 м, почти целиком сложенной опоками и опокovidными глинами. Она расположена на окончании погребенной субмеридиональной системы складок, фиксируемых по аномально высокому гипсометрическому положению кровли эоценовых диатомитов, вскрытых скважинами № 46, 47, а также по единичным грядам в районе устья р. Арка-Табьяха, где эта система виргирует от простираения основной складчатой дуги (рис. 5).

Можно полагать, что Арка-Табьяхинские дислокации, как и Мало-Сосьвинские, образованы нагнетанием верхнепалеоценовых опок и опокovidных глин, а эоценовые диатомиты вместе с более молодыми слоями входят в состав покровного комплекса, деформированного над ядрами нагнетания в складки поперечного изгиба. В соответствии со структурными построениями, основанными на согласовании приведенных выводов с наблюдениями в обнажениях, большинство антиклиналей можно отнести к категории криптодиапиров. Их своды, по-видимому, не менее часто, чем своды Мало-Сосьвинских ядер нагнетания осложнены “вдавленными” синклиналиями (рис. 6).

В основной своей массе складки прямолинейны и имеют длину 1–2 км, иногда сокращающуюся

до первых сотен метров или возрастающую до 3–3.5 км. Отдельные складки часто концентрируются в протяженные гирлянды (до 7–10 км), определяющие плановую геометрию складчатой зоны. В самой широкой ее части насчитывается до 40 таких гирлянд, в самой узкой – 1–2. Среднее расстояние между осями складок составляет 300–350 м, а их амплитуда по поверхности рельефообразующих четвертичных песков изменяется от 4–8 до 10–13 м. Песчаный аллювий пойменных террас содержит прерывистый пласт погребенного торфа мощностью от нескольких дециметров до 1–2 м. В разрезах гряд торфяники антиклинально изогнуты вместе с вмещающими песками, причем углы их наклона достигают  $15^{\circ}$ – $30^{\circ}$ , а амплитуда изгиба – 4–5 м. Радиоуглеродный возраст кровли дислоцированных торфяных залежей, перекрытых аллювиальными песками мощностью 2–4 м, в разрезах двух соседних гряд, равен  $4950 \pm 50$  лет (ГИН-7856) и  $4900 \pm 50$  лет (ГИН-7858). Отсюда, можно заключить, что складка амплитудой 5 м образовалась за 5 тысяч лет, и, следовательно, средняя скорость ее роста составляет 1 мм в год. Эта цифра согласуется с приведенными выше геоморфологическими данными, свидетельствующими о голоценовом возрасте параллельно-грядового рельефа Арка-Табьяхинской дуги.

#### ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ

В соответствии с немногочисленными лабораторными определениями коэффициентов вязкости  $\eta_n$  и упругих модулей ( $E_n$ ,  $G_n$ ) слабо литифицированных отложений, распространенных в верхних слоях осадочного чехла, период релаксации напряжений в них ( $T_n$ ) обычно оценивается значениями порядка  $10^4$ – $10^5$  с [3, 5]. В анализируемом деформационном процессе параметр  $T$  (истинное время релаксации) должен иметь большую величину, так как характерные для него длительности и весьма слабые девиаторные напряжения не воспроизводятся в экспериментах. Между тем, вязкость существенно возрастает с падением напряжений, а величины упругих модулей снижаются по мере роста продолжительности действия нагрузки. Так, вязкость глинистых отложений в оползнях изменяется в зависимости от их напряженного состояния на 2–3 десятичных порядка [3]. В более узкие рамки заключены значения упругих модулей: например, модуль Юнга льда, имеющего температуру, близкую к  $0^{\circ}$ , при длительной статической нагрузке всего в 2.2 раза меньше, чем при динамическом воздействии [2]. Можно, поэтому, предполагать, что для условий рассматриваемой складчатости нагнетания по порядку величины  $T = T_n \times /10^2$ – $10^3/ = 10^6$ – $10^8$  С, причем опоки, исходя из предложенной концепции,

должны характеризоваться меньшими из указанных значений. Последнее вполне очевидно на примере многолетнемерзлых отложений, коэффициент вязкости которых мало меняется по разрезу, определяясь, главным образом, вязкостью льда-цемента [3], тогда как модуль сдвига опок на 1–3 десятичных порядка больше, чем у вмещающих пород [5, 15]. В немерзлых толщах разница между вязкостью опок и вмещающих отложений, по-видимому, меньше, чем между их упругими свойствами, благодаря чему опоки и сохраняют наименьшее по сравнению с большинством других членов разреза значение  $T$ .

Релаксация напряжений выражается в последовательном уменьшении упругой и компенсационном возрастании вязкой компонент деформации при постоянстве ее суммарной величины. Однако, господство свойств вязкости и почти полная редуция упругости могут проявляться и при накоплении деформации, если только оно осуществляется с очень малой скоростью, так что на протяжении отрезков времени, соизмеримых с периодом релаксации, приростом деформации можно пренебречь. Например, при обычной для медленных тектонических процессов скорости деформирования  $\dot{\epsilon} = 10^{-12} \text{ C}^{-1}$  [19] за время, равное периоду релаксации напряжений, относительная деформация ( $\epsilon$ ) увеличивается в немерзлых опоках (при  $T = 10^6 \text{ C}$ ) на  $10^{-6}$  ( $\epsilon = 10^{-12} \times 10^6$ ), то есть всего на 0.0001%. В соответствии с концепцией реидной тектоники деформационное поведение пород считается вязким при  $t \geq T \times 10^3$  [14], что для опок в мерзлом состоянии ( $T = 10^3 \text{ C}$ ) составляет примерно неделю, а для немерзлых опок – несколько десятилетий.

Приведенные приближенные оценки некоторых реологических показателей помогают понять динамические условия формирования охарактеризованных складчатых зон, предопределивших их структурную позицию. Обе зоны заполняют пространство между отраженными в осадочном чехле выступами фундамента или промежуточного структурного этажа, что особенно отчетливо видно на примере Арка-Табьихинской дуги (рис. 5). Основная по протяженности северная часть Сосьвинского амфитеатра вытянута вдоль восточного фланга Висимского свода, а с востока ограничена осложняющими Березовскую моноклиаль Ханлазинским валом и расположенной на его северном продолжении группой Сысконсыннинских поднятий (рис. 2). К югу от р. Малая Сосьва складчатость приурочена к линейным впадинам, связанным с хорошо проявленными в геофизических полях разломами фундамента [16]. В целом, распространение и ориентировка Мало-Сосьвинских и Арка-Табьихинских дислокаций согласуются с рельефом поверхности сеноманских отложений, фиксированным опор-

ным отражающим горизонтом “Г” [4]. Для последних, кроме того, установлено, что структуры, выраженные по сеноманским породам, унаследованы перекрывающими отложениями вплоть до подошвы верхнепалеоценовых опок. По всей вероятности, это характерно и для района Мало-Сосьвинских дислокаций.

Антиклинальный изгиб доверхнепалеоценовых слоев в пределах положительных структур, обрамляющих Сосьвинский амфитеатр и Арка-Табьихинскую дугу, развивался благодаря медленному сводовому поднятию более жесткого основания (фундамента или промежуточного структурного этажа), воздействовавшего на перекрывающие упруго-вязкие породы чехла как полого выпуклый кверху мягкий по терминологии М.В. Гзовского штамп. В отличие от нижележащих пластов верхнепалеоценовые опоки, вовлекаясь в общую деформацию, геологически мгновенно приобрели способность к длительной установившейся ползучести – свойство ньютоновской вязкой жидкости. При формировании Мало-Сосьвинских складок их вязкая деформация осуществлялась путем катакластического течения с квазипостоянной скоростью, вероятный физический механизм которого рассмотрен ранее [8]. Нагнетание опок и опоконных глин в разрезах многолетнемерзлых пород района Арка-Табьихинских дислокаций обеспечивалось, главным образом, реологическими свойствами льда-цемента. Несмотря на нелинейность последних, в области малых напряжений вязкость льда близка к ньютоновской, и, следовательно, деформацию мерзлых пород активного слоя можно рассматривать как установившуюся ползучесть.

В результате опоки играют роль вязкого демпфера штамповых деформаций, отжимаясь со сводов поднятий на разделяющие их участки, вследствие чего по обе стороны от будущих складчатых зон обособляются области выжимания активного слоя, соизмеримые с породившими их антиклинальными структурами. На заключенной между ними площади пласт опок испытывает латеральное сжатие, обусловленное двусторонним поступлением дополнительного материала при отсутствии свободного пространства для его размещения. В этих условиях деформационный процесс на первом этапе определяется неустойчивостью продольно сжатого вязкого слоя, находящегося в среде с меньшей вязкостью. В соответствии с аналитическими решениями М. Био [18] в нем должна развиваться синусоидальная волнистость, обусловленная начальным малым возмущением системы, например, отклонением поверхности слоя от идеальной плоскости (рис. 7). Дестабилизирующее влияние на устойчивость этой системы оказывает и вызванная присутствием в разрезе легких кремнистых пород инверсия плотности, благодаря которой синусоидальный

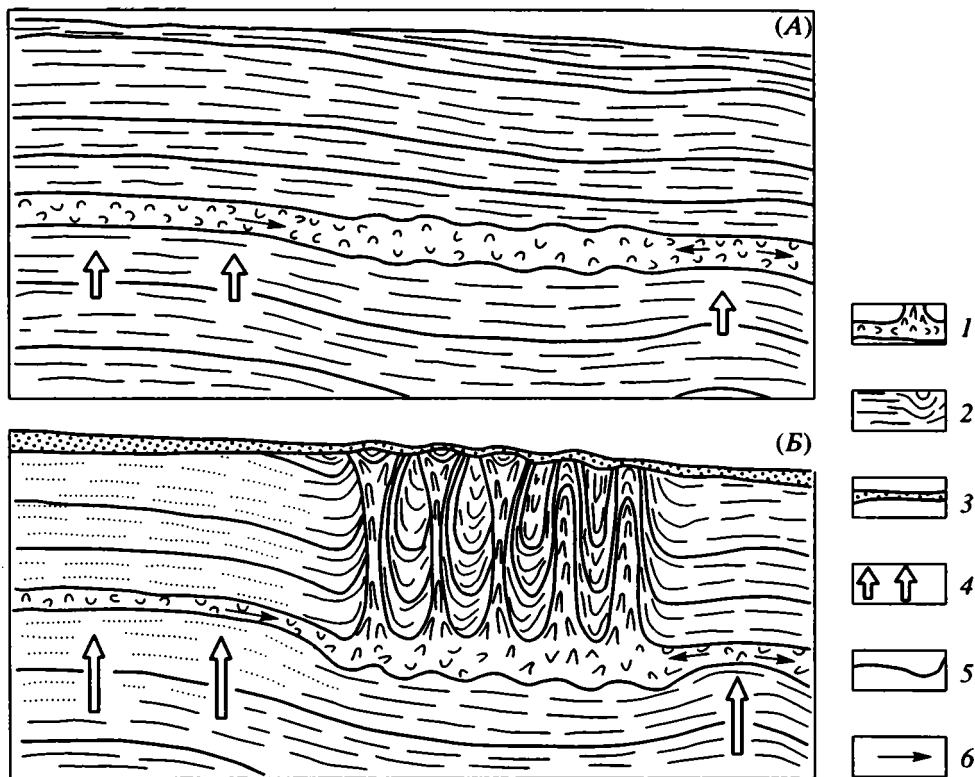


Рис. 7. Схема происхождения опокowego диапиризма: А – образование первичных синусоидальных складок в продольно сжатом вязком слое, находящемся в среде с меньшей вязкостью в соответствии с анализом М. Био [18]; Б – нагнетание материала вязкого слоя в ослабленные зоны, приуроченные к сводам первичных антиклиналей, с образованием диапировых структур.

1 – активный слой (опоки и опокovidные глины); 2 – вмещающие породы; 3 – новейшие отложения; 4 – тектонические поднятия субстрата активного слоя в обрамлении формирующейся складчатой зоны; 5 – литолого-стратиграфические границы; 6 – направление вязкого течения материала активного слоя.

изгиб мог распространяться в слое с наибольшей вязкостью при исчезающе малых величинах продольного сжатия [18].

Разупрочнение слоев на участках их максимальной кривизны в образующихся складках существенно облегчило нагнетание опокowego материала в замки зародышевых антиклиналей, где сопротивление перекрывающих пород деформированию было наименьшим. В дальнейшем деформационные структуры развивались как складки нагнетания, пространственное положение которых было предопределено на начальном этапе эволюции дислокаций. Основная часть материала, нагнетаемого в антиклинальные складки Сосьвинского амфитеатра, поступала со стороны Висимского свода, площадь которого во много раз больше площади остальных поднятий, окружающих зону Мало-Сосьвинских дислокаций. Это и служит причиной часто наблюдаемой асимметрии ядер нагнетания с односторонним протыканием пород покровного комплекса. Избыток опок, сконцентрированный в ядрах нагнетания, компенсируется соответствующим сокращением их мощности в областях выжимания. Расчеты показывают, что на площади

Висимского свода она должна была уменьшиться на 20–25 м, в пределах Уренгойского вала и Самбургского поднятия – на 10–15 м, а на остальных штамповых структурах на несколько метров.

Оценим среднюю скорость и продолжительность формирования Мало-Сосьвинских дислокаций, исходя из представлений об их геометрическом, кинематическом и динамическом подобии Арка-Табьяхинским складкам. Условие подобия в системах, испытывающих действие вязких напряжений и силы тяжести, для природных процессов по [12] выражается формулой:

$$\frac{\rho_m a_m^2}{\eta_m \vartheta_m} = \frac{\rho_a a_a^2}{\eta_a \vartheta_a}, \quad (1)$$

где  $\rho_m$  и  $\rho_a$  – плотность,  $\eta_m$  и  $\eta_a$  – вязкость активного слоя,  $a_m$  и  $a_a$  – средняя амплитуда,  $\vartheta_m$  и  $\vartheta_a$  – скорость роста соответственно Мало-Сосьвинских и Арка-Табьяхинских складок нагнетания. Будем рассматривать только ту часть их амплитуды, которая выражена в рельефе:  $a_m = 15$  м,  $a_a = 7$  м. Средняя скорость роста Арка-Табьяхинских складок ( $\vartheta_a$ ) по данным радиоуглеродных анализов составляет

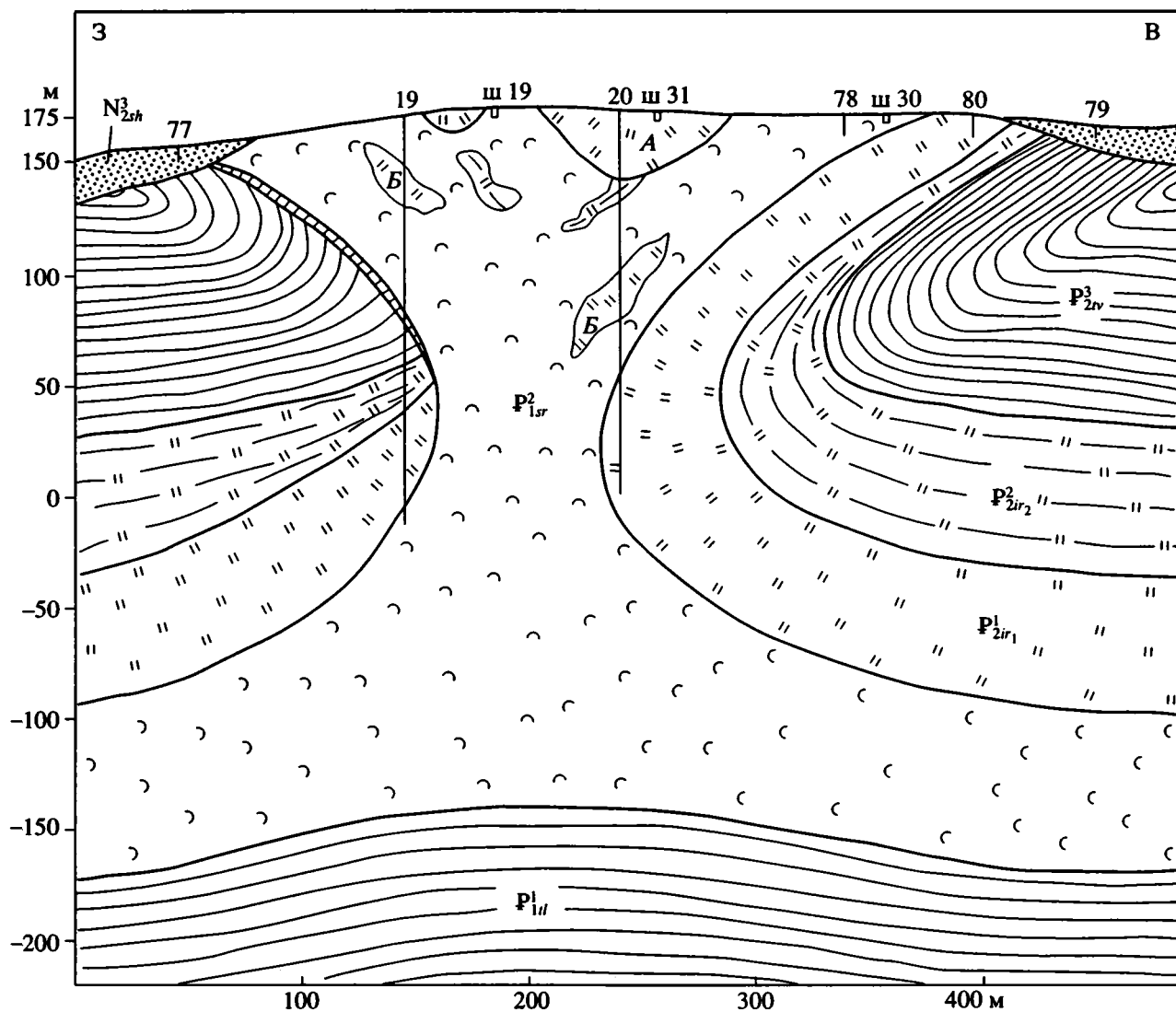


Рис. 4. Разрез грибообразного опокowego диапира на правом берегу р. Малая Сосьва с характерными "вдавленными" синклиналими (А) и захваченными блоками вмещающих пород (Б). Условные обозначения см. на рис. 3. Цифры обозначают номера скважин и шурфов по Ю.Ф. Андрееву (1988) и К.С. Кискину (1985).

антиклиналей. Внутри последних встречаются пластовые блоки диатомитов и диатомовых глин, обособившиеся в процессе латерального растяжения и разлинзования пород покровного комплекса над растущими ядрами нагнетания и в дальнейшем захваченные ими (рис. 4). На поверхности многих таких ядер встречаются "вдавленные" синклинали, характерные для глинистых диапиров Керченско-Таманской области [11].

#### АРКА-ТАБЬЯХИНСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Зона распространения выразительного параллельно-грядового рельефа пересекает долины рек Табьяха и Арка-Табьяха, принадлежащих левобережному бассейну р. Пур, недалеко от его впадения в Тазовскую губу. Она имеет форму резко

изогнутой дуги, вершина которой расположена на правом берегу р. Арка-Табьяха. Одна ветвь дуги, плавно изгибаясь, вытянута на 40 км в северном направлении, а ее ширина возрастает с севера на юг от 1–2 до 12–13 км. Вторая ветвь длиной 25 км состоит из двух дуг меньшего размера, обращенных выпуклостью на юг и сопрягающихся друг с другом почти под прямым углом: западная имеет ширину 1–2 км, восточная – образует расходящийся к востоку пучок гряд шириной от 2 до 7 км (рис. 5).

Район характеризуется глубоким залеганием ступенчато погружающегося к оси Колтогорско-Уренгойского рифта фундамента, выступы и впадины которого погребены под триасовыми отложениями промежуточного (рифтогенного)

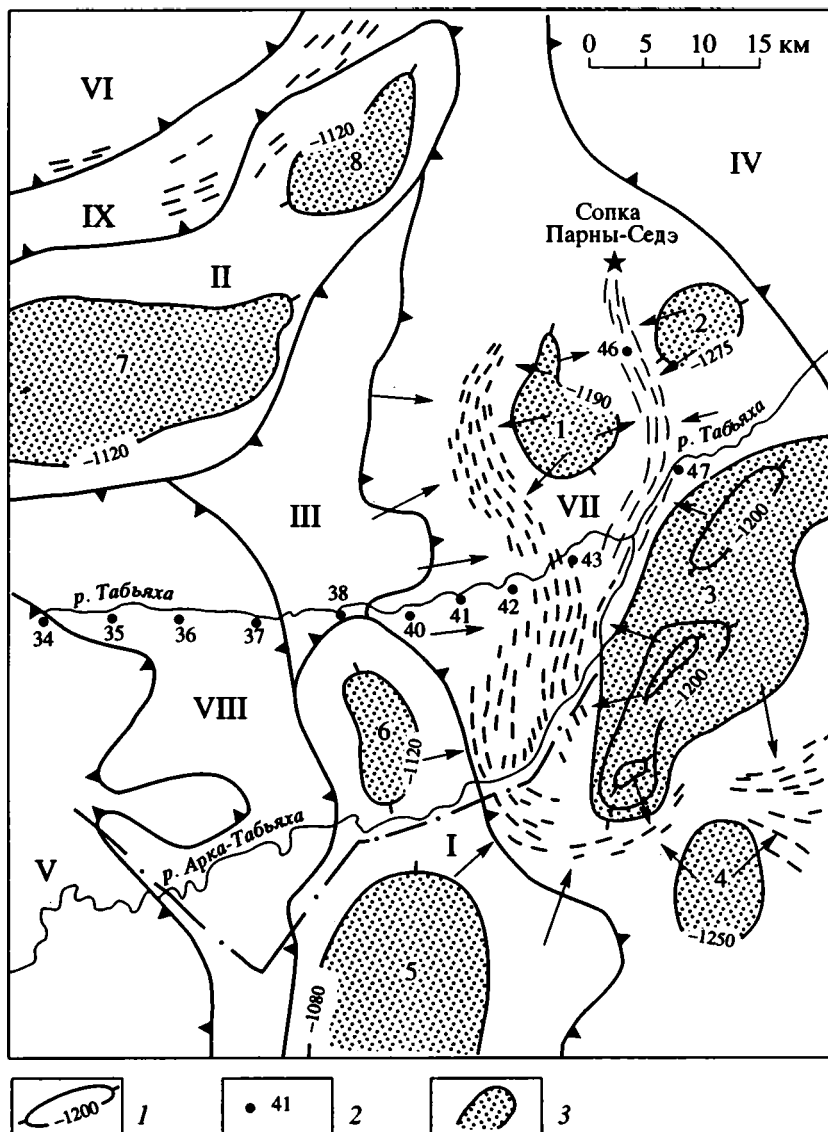


Рис. 5. Схематическая структурная карта района Арка-Табьяхинских дислокаций. 1 – изогипсы кровли сеноманских отложений; 2 – картировочные скважины и их номера (ВНИГРИ), вскрывшие палеогеновые отложения; 3 – локальные поднятия (1 – Хадуттейское, 2 – Тояхское, 3 – Самбургское, 4 – Южно-Самбургское, 5 – Северо-Уренгойское, 6 – Табьяхинское, 7 – Енгъяхинское, 8 – Едэйское). Римскими цифрами обозначены: валы (I – Уренгойский, II – Песцовый), III – Табьяхинская седловина, IV – Нижне-Пурский мегапрогиб), впадины (V – Нерутинская, VI – Хадуттейская), склоны к мегапрогибам и впадинам (VII – Нижне-Пурскому, VIII – Нерутинской, IX – Хадуттейской).

структурного этажа. Плитный чехол имеет мощность 5–6 км. Внутри него по данным сейсморазведки выделяются два крупных, осложненных локальными поднятиями вала – субмеридиональный Уренгойский и субширотный Песцовый, связанные Табьяхинской седловиной. Первый из них по кровле сеноманских отложений (отражающий горизонт “Г”) имеет размеры 80 × 25 км и амплитуду 150–250 м. Второй характеризуется близкими размерами в плане, но несколько меньшей амплитудой. Переходные зоны между валами и окружающими их впадинами имеют различ-

ную морфологию. Склоны к Хадуттейской и Нерутинской впадинам короткие и довольно крутые (20–30 м/км), тогда как склон к Нижне-Пурскому мегапрогибу растянут и осложнен локальными положительными структурами амплитудой от 15–20 до 50–60 м, к числу которых относятся Хадуттейское, Тояхское, Самбургское и Южно-Самбургское поднятия.

Строение показанных на рис. 5 структурных элементов в целом адекватно отражено и по поверхности 600-метровой сеноманской толщи, а также по перекрывающим ее нижнепалеоценовым

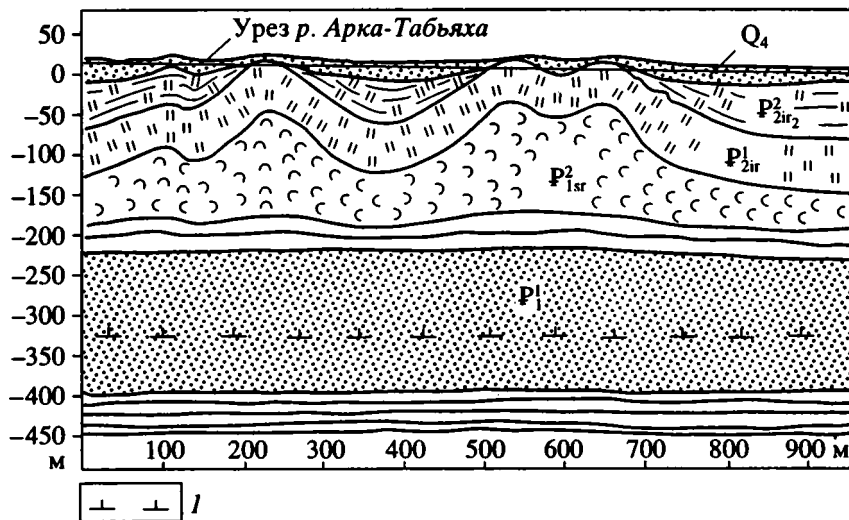


Рис. 6. Предполагаемый геологический разрез отраженных в рельефе складок нагнетания по наблюдениям в обнажениях на р. Арка-Табьяха.

1 – подошва многолетней мерзлоты по данным бурения. Остальные обозначения см. на рис. 3.

слоям (270–290 м), основная по мощности верхняя часть которых имеет преимущественно песчаный состав и, поэтому, хорошо опознается на каротажных диаграммах. Верхний палеоцен представлен переслаиванием опок и опоковидных глин (40–60 м), а более высокие горизонты палеогенового разреза (200–250 м) литологически сходны с аналогичными стратиграфическими подразделениями эоцена и олигоцена района Сосьвинского амфитеатра. На палеогеновую толщу со стратиграфическим и угловым (в области развития дислокаций) несогласием налегают песчаные четвертичные осадки мощностью до 40–50 м, формирующие бассейновые и речные террасы. Лишь в некоторых неотектонических депрессиях под террасовыми песками вскрываются плиоценовые отложения. Большая часть кайнозойской толщи проморожена: подошва многолетней мерзлоты располагается внутри нижнепалеоценовых песков.

Параллельно-грядовый рельеф развит, главным образом, в пределах верхнеплейстоценовых террас. Пересекая долины рек Табьяха и Арка-Табьяха, гряды “накладываются” и на их поймы, не уменьшаясь в горизонтальных размерах и относительной высоте, откуда следует, что образование этих элементов тектонического рельефа совпало с эпохой формирования пойм. По данным среднемасштабной инженерно-геологической съемки, а также геологоразведочных работ на кремнистое сырье, сопровождавшихся бурением неглубоких скважин на междуречных пространствах, в разрезе большинства гряд с поверхности или под сравнительно тонким (обычно менее 10 м) покровом четвертичных песков вскрываются нижне-среднеэоценовые диатомиты, кровля которых погружается на значительную глубину в

межгрядовых понижениях. Наблюдения в обнажениях высотой до 10–12 м, особенно многочисленных на р. Арка-Табьяха, показывают, что гряды представляют собой апикальные части антиклинальных складок, в сводах которых обычно экспонирована толща неслоистых диатомитов, состоящая из двух пачек, вероятно соответствующих нижнему и среднему эоцену. Нижняя, алевритистая, имеет темно-серую, а верхняя, более глинистая – желтую окраски. Отчетливая граница между ними на склонах гряд простирается в соответствии с ориентировкой последних в плане и наклонена под углом 25°–35°, подчеркивая антиклинальную структуру выступов палеогеновых пород.

В строении складок участвуют и верхнечетвертичные (на поймах голоценовые) песчаные отложения, мощность которых в замках антиклиналей (на вершинах гряд) измеряется первыми метрами, последовательно нарастая в сторону синклиналей (межгрядовых понижений), в пределах которых диатомиты скрываются под урезы воды (рис. 6). На крыльях складок песчаные слои залегают под углом до 20°–30°, срезая более круто наклоненную границу между двумя упомянутыми пачками диатомитов, но без азимутального несогласия по отношению к ним. В некоторых случаях в обрывах гряд к реке до самого ее уреза вскрываются только рельефообразующие четвертичные отложения, сохраняющие, однако, антиклинальную структуру. В пределах пойм незакрепленные растительностью пески на вершинах гряд интенсивно развеваются, образуя так называемые яреи, на субгоризонтальной поверхности которых экспонированы срезанные ветром “головы” собранных в антиклинальную складку голоценовых



песчаных слоев. Последние, при существовании между ними различий по цвету или зерновому составу фиксируют в плане контуры фрагментов складки или всю ее целиком вместе с периклинальными замыканиями.

Таким образом, Арка-Табьяхинская дуга отражает в рельефе ориентировку системы складок, в строении которых участвуют палеогеновые и четвертичные отложения. Их вероятная амплитуда, исходя из нормального для этого района гипсометрического положения кровли диатомитов в ненарушенном залегании, составляет 120–160 м. Складки отчетливо дисгармоничны по отношению к сеноманским и сенонским слоям, локальные наклонены которых не превышают  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  (по материалам сейсморазведки), а также по отношению к залегающей согласно с ними преимущественно песчаной нижнепалеоценовой толще (по данным бурения многочисленных скважин). Отсюда следует, что рассматриваемые дислокации представляют собой структуры нагнетания, в которых активную роль играют породы, залегающие стратиграфически выше нижнепалеоценовых отложений: либо опоки и опокovidные глины, либо перекрывающие их диатомиты. Последнему, однако, противоречит простая деформационная структура диатомитов, собранных в симметричные аркообразные складки, а также распространенная в покровных четвертичных песках дресва и щебень опок – результат размыва опокovidных ядер протыкания. Одно из них выражено в рельефе в виде конусообразной сопки Парны-Седэ диаметром 200 м высотой 30 м, почти целиком сложенной опоками и опокovidными глинами. Она расположена на окончании погребенной субмеридиональной системы складок, фиксируемых по аномально высокому гипсометрическому положению кровли эоценовых диатомитов, вскрытых скважинами № 46, 47, а также по единичным грядам в районе устья р. Арка-Табьяха, где эта система виргирует от простираения основной складчатой дуги (рис. 5).

Можно полагать, что Арка-Табьяхинские дислокации, как и Мало-Сосьвинские, образованы нагнетанием верхнепалеоценовых опок и опокovidных глин, а эоценовые диатомиты вместе с более молодыми слоями входят в состав покровного комплекса, деформированного над ядрами нагнетания в складки поперечного изгиба. В соответствии со структурными построениями, основанными на согласовании приведенных выводов с наблюдениями в обнажениях, большинство антиклиналей можно отнести к категории криптодиапиров. Их своды, по-видимому, не менее часто, чем своды Мало-Сосьвинских ядер нагнетания осложнены “вдавленными” синклиналами (рис. 6).

В основной своей массе складки прямолинейны и имеют длину 1–2 км, иногда сокращающуюся

до первых сотен метров или возрастающую до 3–3.5 км. Отдельные складки часто концентрируются в протяженные гирлянды (до 7–10 км), определяющие плановую геометрию складчатой зоны. В самой широкой ее части насчитывается до 40 таких гирлянд, в самой узкой – 1–2. Среднее расстояние между осями складок составляет 300–350 м, а их амплитуда по поверхности рельефообразующих четвертичных песков изменяется от 4–8 до 10–13 м. Песчаный аллювий пойменных террас содержит прерывистый пласт погребенного торфа мощностью от нескольких дециметров до 1–2 м. В разрезах гряд торфяники антиклинально изогнуты вместе с вмещающими песками, причем углы их наклона достигают  $15^{\circ}$ – $30^{\circ}$ , а амплитуда изгиба – 4–5 м. Радиоуглеродный возраст кровли дислоцированных торфяных залежей, перекрытых аллювиальными песками мощностью 2–4 м, в разрезах двух соседних гряд, равен  $4950 \pm 50$  лет (ГИН-7856) и  $4900 \pm 50$  лет (ГИН-7858). Отсюда, можно заключить, что складка амплитудой 5 м образовалась за 5 тысяч лет, и, следовательно, средняя скорость ее роста составляет 1 мм в год. Эта цифра согласуется с приведенными выше геоморфологическими данными, свидетельствующими о голоценовом возрасте параллельно-грядового рельефа Арка-Табьяхинской дуги.

#### ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ

В соответствии с немногочисленными лабораторными определениями коэффициентов вязкости  $\eta_n$  и упругих модулей ( $E_n$ ,  $G_n$ ) слабо литифицированных отложений, распространенных в верхних слоях осадочного чехла, период релаксации напряжений в них ( $T_n$ ) обычно оценивается значениями порядка  $10^4$ – $10^5$  с [3, 5]. В анализируемом деформационном процессе параметр  $T$  (истинное время релаксации) должен иметь большую величину, так как характерные для него длительность и весьма слабые девиаторные напряжения не воспроизводятся в экспериментах. Между тем, вязкость существенно возрастает с падением напряжений, а величины упругих модулей снижаются по мере роста продолжительности действия нагрузки. Так, вязкость глинистых отложений в оползнях изменяется в зависимости от их напряженного состояния на 2–3 десятичных порядка [3]. В более узкие рамки заключены значения упругих модулей: например, модуль Юнга льда, имеющего температуру, близкую к  $0^{\circ}$ , при длительной статической нагрузке всего в 2.2 раза меньше, чем при динамическом воздействии [2]. Можно, поэтому, предполагать, что для условий рассматриваемой складчатости нагнетания по порядку величины  $T = T_n \times /10^2$ – $10^3/ = 10^6$ – $10^8$  С, причем опоки, исходя из предложенной концепции,

должны характеризоваться меньшими из указанных значений. Последнее вполне очевидно на примере многолетнемерзлых отложений, коэффициент вязкости которых мало меняется по разрезу, определяясь, главным образом, вязкостью льда-цемента [3], тогда как модуль сдвига опок на 1–3 десятичных порядка больше, чем у вмещающих пород [5, 15]. В немерзлых толщах разница между вязкостью опок и вмещающих отложений, по-видимому, меньше, чем между их упругими свойствами, благодаря чему опоки и сохраняют наименьшее по сравнению с большинством других членов разреза значение  $T$ .

Релаксация напряжений выражается в последовательном уменьшении упругой и компенсационном возрастании вязкой компонент деформации при постоянстве ее суммарной величины. Однако, господство свойств вязкости и почти полная редукция упругости могут проявляться и при накоплении деформации, если только оно осуществляется с очень малой скоростью, так что на протяжении отрезков времени, соизмеримых с периодом релаксации, приростом деформации можно пренебречь. Например, при обычной для медленных тектонических процессов скорости деформирования  $\dot{\epsilon} = 10^{-12} \text{ C}^{-1}$  [19] за время, равное периоду релаксации напряжений, относительная деформация ( $\epsilon$ ) увеличивается в немерзлых опоках (при  $T = 10^6 \text{ C}$ ) на  $10^{-6}$  ( $\epsilon = 10^{-12} \times 10^6$ ), то есть всего на 0.0001%. В соответствии с концепцией реидной тектоники деформационное поведение пород считается вязким при  $t \geq T \times 10^3$  [14], что для опок в мерзлом состоянии ( $T = 10^3 \text{ C}$ ) составляет примерно неделю, а для немерзлых опок – несколько десятилетий.

Приведенные приближенные оценки некоторых реологических показателей помогают понять динамические условия формирования охарактеризованных складчатых зон, предопределивших их структурную позицию. Обе зоны заполняют пространство между отраженными в осадочном чехле выступами фундамента или промежуточного структурного этажа, что особенно отчетливо видно на примере Арка-Табьяхинской дуги (рис. 5). Основная по протяженности северная часть Сосьвинского амфитеатра вытянута вдоль восточного фланга Висимского свода, а с востока ограничена осложняющимися Березовскую моноклиналем Ханлазинским валом и расположенной на его северном продолжении группой Сысконсыннинских поднятий (рис. 2). К югу от р. Малая Сосьва складчатость приурочена к линейным впадинам, связанным с хорошо проявленными в геофизических полях разломами фундамента [16]. В целом, распространение и ориентировка Мало-Сосьвинских и Арка-Табьяхинских дислокаций согласуются с рельефом поверхности сеноманских отложений, фиксированным опор-

ным отражающим горизонтом “Г” [4]. Для последних, кроме того, установлено, что структуры, выраженные по сеноманским породам, унаследованы перекрывающимися отложениями вплоть до подошвы верхнепалеоценовых опок. По всей вероятности, это характерно и для района Мало-Сосьвинских дислокаций.

Антиклинальный изгиб доверхнепалеоценовых слоев в пределах положительных структур, обрамляющих Сосьвинский амфитеатр и Арка-Табьяхинскую дугу, развивался благодаря медленному сводовому поднятию более жесткого основания (фундамента или промежуточного структурного этажа), воздействовавшего на перекрывающие упруго-вязкие породы чехла как полого выпуклый кверху мягкий по терминологии М.В. Гзовского штамп. В отличие от нижележащих пластов верхнепалеоценовые опоки, вовлекаясь в общую деформацию, геологически мгновенно приобрели способность к длительной установившейся ползучести – свойство ньютоновской вязкой жидкости. При формировании Мало-Сосьвинских складок их вязкая деформация осуществлялась путем катакластического течения с квазипостоянной скоростью, вероятный физический механизм которого рассмотрен ранее [8]. Нагнетание опок и опоконвидных глин в разрезах многолетнемерзлых пород района Арка-Табьяхинских дислокаций обеспечивалось, главным образом, реологическими свойствами льда-цемента. Несмотря на нелинейность последних, в области малых напряжений вязкость льда близка к ньютоновской, и, следовательно, деформацию мерзлых пород активного слоя можно рассматривать как установившуюся ползучесть.

В результате опоки играют роль вязкого демпфера штамповых деформаций, отжимаясь со сводов поднятий на разделяющие их участки, вследствие чего по обе стороны от будущих складчатых зон обособляются области выжимания активного слоя, соизмеримые с породившими их антиклинальными структурами. На заключенной между ними площади пласт опок испытывает латеральное сжатие, обусловленное двусторонним поступлением дополнительного материала при отсутствии свободного пространства для его размещения. В этих условиях деформационный процесс на первом этапе определяется неустойчивостью продольно сжатого вязкого слоя, находящегося в среде с меньшей вязкостью. В соответствии с аналитическими решениями М. Био [18] в нем должна развиваться синусоидальная волнистость, обусловленная начальным малым возмущением системы, например, отклонением поверхности слоя от идеальной плоскости (рис. 7). Дестабилизирующее влияние на устойчивость этой системы оказывает и вызванная присутствием в разрезе легких кремнистых пород инверсия плотности, благодаря которой синусоидальный

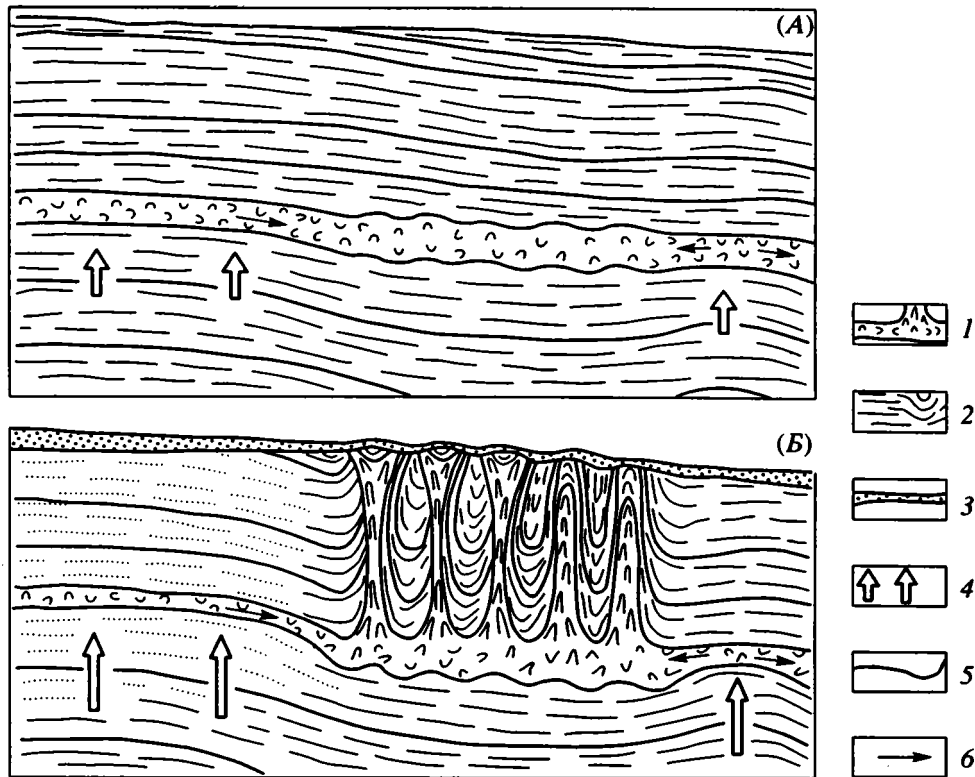


Рис. 7. Схема происхождения опокowego диапиризма: А – образование первичных синусоидальных складок в продольно сжатом вязком слое, находящемся в среде с меньшей вязкостью в соответствии с анализом М. Био [18]; Б – нагнетание материала вязкого слоя в ослабленные зоны, приуроченные к сводам первичных антиклиналей, с образованием диапировых структур.

1 – активный слой (опоки и опокovidные глины); 2 – вмещающие породы; 3 – новейшие отложения; 4 – тектонические поднятия субстрата активного слоя в обрамлении формирующейся складчатой зоны; 5 – литолого-стратиграфические границы; 6 – направление вязкого течения материала активного слоя.

изгиб мог распространяться в слое с наибольшей вязкостью при исчезающе малых величинах продольного сжатия [18].

Разупрочнение слоев на участках их максимальной кривизны в образующихся складках существенно облегчило нагнетание опокowego материала в замки зародышевых антиклиналей, где сопротивление перекрывающих пород деформированию было наименьшим. В дальнейшем деформационные структуры развивались как складки нагнетания, пространственное положение которых было предопределено на начальном этапе эволюции дислокаций. Основная часть материала, нагнетаемого в антиклинальные складки Сосьвинского амфитеатра, поступала со стороны Висимского свода, площадь которого во много раз больше площади остальных поднятий, окружающих зону Мало-Сосьвинских дислокаций. Это и служит причиной часто наблюдаемой асимметрии ядер нагнетания с односторонним протыканием пород покровного комплекса. Избыток опок, сконцентрированный в ядрах нагнетания, компенсируется соответствующим сокращением их мощности в областях выжимания. Расчеты показывают, что на площади

Висимского свода она должна была уменьшиться на 20–25 м, в пределах Уренгойского вала и Самбургского поднятия – на 10–15 м, а на остальных штамповых структурах на несколько метров.

Оценим среднюю скорость и продолжительность формирования Мало-Сосьвинских дислокаций, исходя из представлений об их геометрическом, кинематическом и динамическом подобии Арка-Табьяхинским складкам. Условие подобия в системах, испытывающих действие вязких напряжений и силы тяжести, для природных процессов по [12] выражается формулой:

$$\frac{\rho_m a_m^2}{\eta_m \vartheta_m} = \frac{\rho_a a_a^2}{\eta_a \vartheta_a}, \quad (1)$$

где  $\rho_m$  и  $\rho_a$  – плотность,  $\eta_m$  и  $\eta_a$  – вязкость активного слоя,  $a_m$  и  $a_a$  – средняя амплитуда,  $\vartheta_m$  и  $\vartheta_a$  – скорость роста соответственно Мало-Сосьвинских и Арка-Табьяхинских складок нагнетания. Будем рассматривать только ту часть их амплитуды, которая выражена в рельефе:  $a_m = 15$  м,  $a_a = 7$  м. Средняя скорость роста Арка-Табьяхинских складок ( $\vartheta_a$ ) по данным радиоуглеродных анализов составляет

1 мм/год. Вязкость мерзлых опок ( $\eta_a$ ) определяется в основном реологией цементирующего их льда и может быть оценена величиной порядка  $10^{13}$  Па С, [3]. Вероятный порядок величины коэффициента вязкости немерзлых опок ( $\eta_m$ ) составляет  $10^{15}$  Па С [8]. Подставив эти цифры в формулу [1] и пренебрегая разницей в плотностях мерзлых и немерзлых опок ( $\rho_a = \rho_m$ ), получим  $\dot{\vartheta}_m \approx 0.05$  мм/год. Следовательно, параллельно-грядовый рельеф Сосьвинского амфитеатра образовался за  $15 \times 10^3 / 5 \times 10^{-2} = 300000$  лет, а на формирование всей зоны Мало-Сосьвинских дислокаций ( $a_m = 250$  м) потребовалось 5 млн. лет.

Полученные цифры, несмотря на их сугубо ориентировочный характер, в целом согласуются с геологическими данными, в соответствии с которыми рост Мало-Сосьвинских складок начался не позднее раннего плиоцена, а грядовый рельеф возник в квартере. Арка-Табьяхинские дислокации, если только активный слой находился в мерзлом состоянии на протяжении всего периода их развития, образовались за 130000 лет ( $a_a = 130$  м), что также соответствует геологическим данным.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурная позиция, подобная занимаемой Мало-Сосьвинскими и Арка-Табьяхинскими дислокациями, обычно считается подтверждением гипотезы раздавливания “податливого” активного слоя между более жесткими пластами на участках тектонических поднятий и его отжимания на сопредельные площади. Опоковый диапиризм является яркой иллюстрацией того, что на самом деле этого не происходит, так как прочность и вязкость опок гораздо выше соответствующих показателей вмещающих глинистых отложений [15]. Вместе с тем, опоки обладают пониженной плотностью, что может рассматриваться как необходимое и достаточное условие для образования складчатости за счет гравитационной неустойчивости. Однако, одинаковую с опоками плотность и близкую мощность имеют и перекрывающие их диатомиты, которые в соответствии с этой гипотезой должны были бы также участвовать в строении “всплывающих” под действием архимедовой силы диапиров. Последние, тем не менее, сформированы лишь опоками, тогда как диатомиты входят в состав покровного комплекса.

Пониженная плотность, характерная для некоторых пород, играющих активную роль в проявлениях диапиризма, возникает из-за их исходной высокой прочности, благодаря чему в процессе общего погружения они, в отличие от вмещающих отложений, практически не уплотняются. В каменной соли это обеспечивается чрезвычайно компактным сложением породы, в опоках – наличием гелей кремнезема, прочно цементирующих

осадок уже на ранней стадии диагенеза. В тех случаях, когда высокая прочность будущего активного слоя достигается в результате его эпигенетических преобразований, она не сопровождается инверсией плотности, что видно на примерах глиняного диапиризма. Таким образом, пониженная плотность является побочным эффектом другого действительно необходимого для возникновения диапиризма свойства материала активного слоя – его высокой прочности и несжимаемости при сохранении способности к накоплению большой пластической деформации. Истинное значение инверсии плотности в рамках предлагаемой гипотезы требует специального изучения.

Гипотеза гравитационной неустойчивости подкрепляется экспериментами, воспроизводящими деформационные структуры, близкие природным, что, впрочем, и неудивительно, ибо кинематически природный процесс отображается моделями вполне адекватно. Существует, однако, неустрашимое различие между условиями развития диапиризма в эксперименте и в геологическом разрезе. В лабораторных опытах используются эквивалентные материалы, практически не обладающие пределом текучести либо приобретающие способность к пластическому течению при центрифугировании [12]. Таким образом, перед началом деформации модельные слои действительно являются вязкими жидкостями, и, поэтому, малейшая нерегулярность в их форме вызывает перераспределение материала в соответствии с его плотностью. В природе же горные породы приобретают свойства ньютоновской вязкой жидкости лишь в процессе медленной, продолжительной по сравнению с периодом релаксации напряжений деформации, причем разные слои в разное время после ее начала. Следовательно, даже при наличии гравитационной неустойчивости в системе она не может быть реализована кинематически из-за отсутствия необходимого для этого условия – жидкообразного поведения слоев. Для того, чтобы это условие было соблюдено, активный слой должен деформироваться под воздействием внешних сил. Статическая гравитационная нагрузка, связанная с инверсией плотности и отклонением слоевых границ от эквипотенциальных поверхностей, не обеспечивает развития такой деформации: по всей вероятности, предел текучести материала активного слоя при прогнозируемых низких девиаторных напряжениях, в поле которых осуществляется рост диапировых структур, не может быть преодолен за реальное геологическое время.

Опоковый диапиризм является подтверждением того, что складчатость нагнетания возникает в процессе тектонически обусловленной общей деформации слоистого осадочного комплекса в тех случаях, когда в его составе присутствует потенциально активный слой, деформационное поведение

которого раньше других становится вязким. Последнее, кроме всего прочего, зависит от способа приложения тектонических сил. Поскольку в приведенных примерах они действуют снизу вверх и строго вертикально, раньше других способность к вязкому течению приобретает первый снизу (начиная от подошвы плитного чехла) пласт, породы которого из-за оптимального сочетания свойств вязкости и упругости выделяются в пакете деформируемых слоев наименьшим периодом релаксации напряжений. Таким пластом и являются опоки или мерзлые опоки и опокovidные глины верхнего палеоцена.

В заключение отметим, что дислокации, обусловленные опокowym диапиризмом, морфологически приближаются к полной складчатости, а их пространственное положение между выступами "основания" (субстрата активного слоя) сходно со структурной позицией многих складчатых зон геосинклинальных областей. Так, Висимский свод и Уренгойский вал могут служить моделями "кратона", а система локальных поднятий, осложняющих Березовскую моноклираль и склон к Нижне-Пурскому мегапрогибу (рис. 2, 5), занимает место тыловых массивов ("бордерлендов"). Материал активного слоя, вовлеченный в компрессионный отток с обширной площади этих растущих поднятий концентрировался на ограниченном пространстве между ними в виде системы складок нагнетания с характерными для них структурными признаками горизонтального расплюсывания (интенсивного латерального сжатия пород и их растяжения по вертикали). Подобные признаки, таким образом, не являются безусловным доказательством сокращения поперечных размеров складчатой области за счет горизонтального давления извне.

Приведенные примеры показывают, что в качестве активного слоя иногда выступают породы, на первый взгляд не способные к такой роли. В этой связи вызывают большой интерес наблюдения В.Н. Шолпо, задокументировавшего в осевой зоне инверсионного антиклинория Большого Кавказа диапироподобные выступы доинверсионного комплекса пород, представленных соответствующим образом дислоцированными кварцитами нижнего лейаса [17]. Следует допустить, что материнские песчаники были сцементированы опалом, реологические свойства которого и предопределили деформационное поведение этих пород, аналогичное поведение верхнепалеоценовых опок и сенон-датских "опокovidных" песчаников Западной Сибири. Залегающая выше по разрезу аспидно-сланцевая толща пассивно деформировалась над ядрами нагнетания песчаников, сцементированных опалом, и иногда прорывалась диапировыми телами последних.

Таким образом, с позиций изложенной концепции полная складчатость антиклинория Большого Кавказа образовалась еще в доинверсионную стадию его развития по схеме, приведенной на рис. 7. На инверсионной стадии складки были существенно сжаты при прохождении слоев через хорду геосинклинального прогиба и подверглись гравитационному "разваливанию" при дальнейшем поднятии антиклинория.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брагин П.Е. Дислокации верхнемеловых отложений и их отражение в ландшафте (бассейн р. Сыни) // Минерагения кайнозоя Зап. Сибири. Тюмень: Изд-ние ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 74–77.
2. Войтковский К.Ф. Механические свойства льда. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 99 с.
3. Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа, 1978. 447 с.
4. Генералов П.П. Вторичная тектоника приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Опалиты Западной Сибири. Тюмень: Изд-ние ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 48–74.
5. Горькова И.М. Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. М.: Стройиздат, 1975. 151 с.
6. Захаров Ю.Ф. Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения). М.: Недра, 1965. В. 1. С. 118–130.
7. Крапивнер Р.Б. Самаровский феномен в Западной Сибири. Ледники или тектоника? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 64. В. 4. С. 79–93.
8. Крапивнер Р.Б. Новая концептуальная модель складчатости нагнетания // Геотектоника. 1992. № 4. С. 27–38.
9. Крапивнер Р.Б., Смирнов И.И. Надсдвиговая приповерхностная складчатость нагнетания на севере Западной Сибири // Критерии прогн. мин. сырья в приповерхн. образованиях сев. Зап. Сиб. и Урала. Тюмень: Изд-ние ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 140–148.
10. Кузин И.Л., Матвеев И.Ф. Породы верхнего мела в обнажениях Нижнего Приобья. Тюмень: Изд. ЗапСибНИГНИ, 1973. В. 73. С. 60–66.
11. Лебедева Н.Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области // Складч. деформации, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 219–239.
12. Рамберг Ч. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
13. Смирнов И.И. Зона выходов верхнемеловых кремнистых пород на Обь-Лямынском междуречье и некоторые аспекты ее генезиса // Минерагения кайнозоя. Тюмень: Изд. ЗапСибНИГНИ. 1985. С. 43–50.
14. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 366 с.

15. Трофимов Б.Т. Закономерности формирования инженерно-геологических свойств кремнистых пород Зауралья. М.: Наука, 1985. 86 с.
16. Шаблинская Н.В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л.: Недра, 1982. 121 с.
17. Шолто В.Н. Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа // Геотектоника. 1993. № 3. С. 90–97.
18. Biot M.A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Am. 1961. V. 11. P. 1595–1620.
19. Price N.J. Rates of deformation // Journ. Geol. Soc. 1975. V. 131. P. 559–575.

*Рецензенты: В.Н. Шолто, А.В. Лукьянов*

## Gaize Diapirism in Western Siberia

**R. B. Krapivner**

*Joint-Stock Company, Ltd. for Hydrogeological and Geological-Ecological Research, Moscow*

This paper demonstrates, using an example of two large tectonized zones, that deformation structures typical of northern Western Siberia, which are distinguished by an abnormally high hypsometric position of Paleogene beds, are diapiric and cryptodiapiric folds whose genesis involved an active role of Upper Paleocene gaizes and gaize-like clays. Dynamic conditions, physical mechanism, and the rate of folding are analyzed. It is shown that the existing hypotheses explaining manifestations of diapirism within the sedimentary cover are unacceptable. An alternative hypothesis that considers gaize diapirism as a natural model for some types of complete geosynclinal folding is proposed.

## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

### Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

1. Работа должна быть представлена на русском языке. Объем статей не должен превышать 32 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

2. Текст рукописи представляется в двух экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.

3. Конструкция статьи. Как правило, статья должна содержать следующие элементы:

а) Заглавие.

б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.

в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.

г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.

д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.

е) Результаты исследования и их обсуждение.

ж) Заключение.

з) Список цитированной литературы.

и) Таблицы (на отдельных страницах).

к) Подписи к рисункам (с новой страницы).

4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.

5. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.

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

в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

6. Требования к рисункам.

а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй и третий экземпляры представляются в виде ксерокопий или фотокопий.

б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевой бумаге.

в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.

г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.

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

е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.

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

з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.

8. Авторы получают 25 оттисков опубликованной статьи.

---

Сдано в набор 03.12.96 г.

Подписано к печати 18.02.97 г.

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

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 6.0 тыс.

Уч.-изд. л. 11.9

Бум. л. 6.0

Тираж 485 экз.

Зак. 1272

---



## **ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФЕНОМЕНЫ (СБОРНИК СТАТЕЙ)**

**Труды ГИН РАН № 505. Изд-во “Наука”.**

**Выходит в свет во 2-м полугодии 1997 г.**

Предлагаемый сборник посвящен восьмидесятилетию выдающегося российского тектониста академика Юрия Михайловича Пушаровского. В качестве авторов статей сборника выступают известные ученые – друзья, соратники и ученики юбиляра. В своих работах Ю.М. Пушаровский подчеркивает, что на смену парадигме тектоники литосферных плит идет новая геологическая парадигма, элементами которой являются представления о тектонической расслоенности литосферы, нелинейной геодинамике и латеральной неоднородности литосферы. В статьях сборника рассмотрены именно эти вопросы применительно к конкретным структурам современных океанов и их пассивных и активных окраин, океанических структур геологического прошлого и современных континентальных структур. В большинстве статей не просто констатируются необычные черты строения структур и истории их становления, но и сделаны попытки генетической интерпретации этих особенностей, имеющие общее значение.

В ряде статей рассмотрены особенности строения, история формирования и генезис современных структур, в других статьях анализируются их палеоаналоги. Например, рассмотрены трансформные разломы Атлантики и палеозойские трансформы Джунгарии; аккреционные комплексы северо-запада Тихого океана и аналогичные комплексы раннего палеозоя в Тянь-Шане.

Сборник включает 14 статей, в том числе и статью юбиляра. Ответственный редактор сборника проф. А.С. Перфильев.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов-тектонистов, специалистов по геологии морей и океанов, региональной геологии Евразии, геодинамике.

Заказы высылать по адресу: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, ГИН РАН, ученому секретарю.

### УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Российская академия наук с 1997 года меняет условия подписки на академические журналы. Это связано с необходимостью уменьшить убытки от выпуска периодики Академии, в связи с чем будут подняты подписные цены. Повышение цен будет проходить в два этапа.

На первом этапе (I полугодие 1997 года) объявленные в каталоге подписные цены будут доступны всем категориям научных работников, преподавателям, аспирантам и студентам вузов, всем государственным и научным библиотекам, а также научным и вузовским организациям.

На втором этапе (II полугодие 1997 года) численность специалистов и количество организаций, имеющих право пользования льготной подпиской, будет существенно сокращено. Воспользоваться этими льготами можно будет только при подписке в издательстве "Наука", в редакции журнала и в других местах, которые будут указаны дополнительно. Каталожная цена на академические журналы и, следовательно, стоимость подписки в отделениях связи будет значительно повышена.

Подписные цены на академические научно-популярные журналы не претерпят существенных изменений.