

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1989

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА · НАУКА

№ 6, 1989

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. Пушаровский

Зам. главного редактора А. А. Моссаковский

Ответственный секретарь В. С. Буртман

М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,
А. В. Чекунов, В. Н. Шолпо, А. Л. Яншин

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

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

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Научные редакторы Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин
Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Геологический институт АН СССР
телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU
телетайп: 114092 ТЕТИС

СОДЕРЖАНИЕ

Чекунов А. В. Геодинамическая модель геотраверса Днепровско-Донецкий палеорифт — Украинский щит — Южные Карпаты	3
Руженцев С. В., Поспелов И. И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии	13
Лобковский Л. И., Хаин В. Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение	28
Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Труфанов Г. В. Формации, тектоника и история геологического развития киммерид Новой Земли	40
Скрипий А. А., Юнусов Н. К. Структуры растяжения и сжатия в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы	62
Шишкин Е. И., Шишкина Т. Ю. О возможном механизме формирования Припятского палеорифта (в свете тектонофизической интерпретации условий образования глубинных ластрических разломов)	72
Попович С. В. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений северо-западного шельфа Черного моря	81
Леонов Ю. Г., Сигачев С. П., Отри М., Юсеф А., Заза Т., Сауф Т. Новые данные о палеозойском комплексе платформенного чехла Сирии	90
Сулиди-Кондратьев Е. Д., Иванов Г. М., Буш В. А. Основные черты структуры и геодинамика Лаоса	96
Лукашевич И. П., Горшков А. Г. Особенности толетитового магматизма в связи с эволюцией срединно-атлантических хребтов	105

Краткие сообщения

Минин Е. А. Изучение планетарных тектонических дислокаций по измерениям современных движений земной коры	112
--	-----

Дискуссии

Леонов Ю. Г. О пользе общих соображений при решении вопроса о происхождении складчатости (по поводу статьи Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»)	117
Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Общие соображения и происхождение складчатости (ответ Ю. Г. Леонову)	119

Рецензии

Шолпо В. Н. Количественный анализ тектонических режимов каледонского этапа развития Земли (рецензия на книгу К. Б. Сеславинского «Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли»)	122
--	-----

Хроника

Соломон Маркович Тильман (к 70-летию со дня рождения)	125
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1989 г.	126

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

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1989

CONTENTS

Chekunov A. V. Geodynamic model of the geotraverse: Dnepr-Donets paleorift — the Ukrainian Shield — South Carpathians	3
Ruzhentsev S. V., Pospelov I. I., Badarch G. Tectonics of Mongolian Indosinides	13
Lobkovsky L. I., Khain V. Ye. Certain specific features of the structure and development of passive margins and rift zones in continents and their possible interpretation	28
Korago Ye. A., Kovalyova G. N., Trufanov G. V. Formations, tectonics and the geological history of kimmerides in Novaya Zemlya	40
Skripty A. A., Yunusov N. K. Relationship of the extension — compression structures in the South Urals and East European Platform joint zone	62
Shishkin Ye. I., Shishkina T. Yu. A possible mechanism of the Pripyat paleorift formation (in the light of tectonophysical interpretation of the conditions of deep listric faults formation)	72
Popovich S. V. Properties of the Meso-Cenozoic sequences in north-western Black Sea shelf	81
Leonov Yu. G., Sigachev S. P., Otri M., Yusef A., Zaza T., Sauaf T. New data on the Paleozoic complex of the Syrian platform cover	90
Sulidi-Kondratiev E. D., Ivanov G. M., Bush V. A. Laos: new features of the structure and geodynamics	96
Lukashevich I. P., Gorshkov A. G. Peculiarities of the tholeiitic magmatism in relation to the mid-oceanic ridges evolution	105
In brief	
Minin E. A. The studies of planetary tectonic dislocations based on measurements of recent movements of the Earth's crust	112
Discussions	
Leonov Yu. G. The benefit of general considerations in solving the problem of the folding genesis (referred to the article «Heterogeneity of the complete folding zone of the Greater Caucasus» by Ye. A. Rogozhin and V. N. Sholpo)	117
Rogozhin Ye. A., Sholpo V. N. General considerations and the genesis of folding (an answer to Yu. G. Leonov)	119
Reviews	
Sholpo V. N. Quantitative analysis of tectonic regimes of the Caledonian stage of the Earth development (review of the book «Caledonian sedimentation and volcanism in the Earth history»)	122
Chronicle	
Solomon Markovich Tillman (on his 70-th birthday)	125
Geotectonics annual index for 1989	126

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

УДК 551.1(477.6+234.421)

©

ЧЕКУНОВ А. В.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЕОТРАВЕРСА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКИЙ ПАЛЕОРИФТ — УКРАИНСКИЙ ЩИТ — ЮЖНЫЕ КАРПАТЫ

Подчеркнуто значение ретроспективной геодинамики в комплексном геолого-геофизическом изучении литосферы. Предложен принцип эволюционных рядов, основанный на единстве глубинных процессов и их приповерхностных геологических проявлений. Он позволяет эффективно проследить во времени взаимообусловленное развитие различных этажей тектоносферы. Принцип применен к конкретным примерам тектонических структур разного типа, время формирования которых охватывает около 3 млрд. лет. Показано, что основной причиной образования всех этих структур был подъем из мантии порций глубинного разогретого материала пониженной плотности.

Главной задачей современных глобальных комплексных геолого-геофизических программ изучения земной коры и верхней мантии (советской — «Глобус» [4], международной — «Глобальных геотрансектов» [20]) является увязка и структурно-вещественный синтез глубинных и приповерхностных данных геологии, геофизики и геохимии. Они реализуются в виде соответствующих разрезов литосферы, в которых все составные компоненты должны быть согласованы. Как бы, однако, ни были полны и совершенны такие комплексные разрезы, — это лишь необходимое, но недостаточное звено в познании больших глубин.

Одним из важнейших аспектов синтеза является геодинамический подход. Без него, без эволюционного мотива, без ретроспективного восстановления геодинамики, изменений строения, состава и состояния тектоносферы структурно-вещественная модель статична, мертва, в ней остается много неизвлеченной полезной информации. Чтобы придать этой модели «развертку во времени», нужны данные о геологической истории конкретно изучаемых регионов.

Они могут быть почерпнуты из разрезов осадочных толщ, их состава и структурных соотношений, из термодинамических обстановок, свойственных тем или иным фациям метаморфизма, из изменений химизма и характера проявления магматитов, из данных абсолютной геохронологии и т. д. Необходимо составление последовательных рядов геоструктур, соответствующих разным этапам геологического развития и сменяющихся в ходе эволюции. Существенно правильно выбрать исходную, ныне сохранившуюся геофизическую модель, из которой в ходе преобразований возникли все последующие. Тогда мы получаем возможность поэтапно проследивать взаимосвязь глубинной перестройки с ее приповерхностными проявлениями и использовать принцип «обратной связи». Путем непосредственных наблюдений и математического моделирования важно восстановить поля палеонапряжений как существенного регулятора миграции и концентрации рудных компонентов в литосфере. В свете изменений в эволюционных рядах геоструктур станет яснее физическая и химическая сущность глубинных процессов.

Упомянутые выше глобальные геолого-геофизические программы [4, 20] предусматривают изучение истории и генезиса геологических структур, однако оно либо лишь декларировано, либо, на наш взгляд, слишком схематично. Так, предлагаемые в [20] «пространственно-временные» (*Space — Time*) диаграммы в общем отражают только смену во времени индивидуальных тектонических режимов отдельных блоков (тектониче-

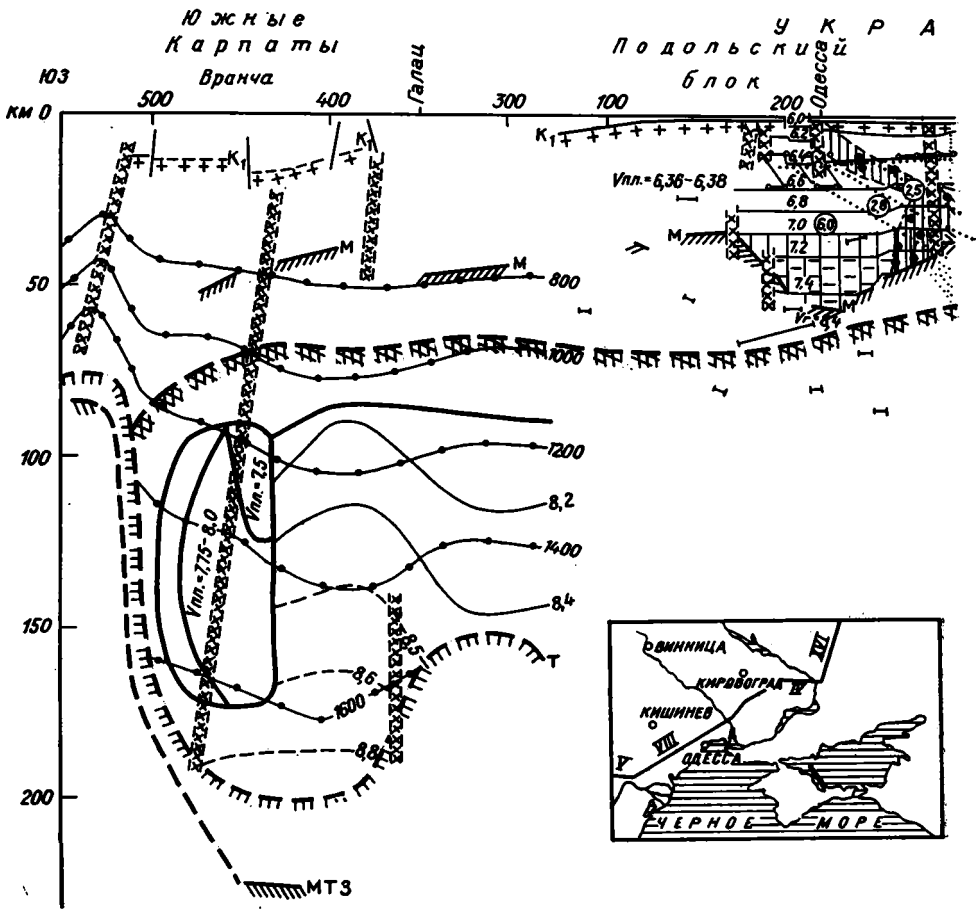


Рис. 1 (левая часть)

ские колонки, подобные стратиграфическим) с возможным последующим латеральным перемещением их одного относительно другого.

Используем принцип эволюционных рядов применительно к геотраверсу Днепровско-Донецкий палеорифт — Украинский щит — Южные Карпаты (геотраверс VIII проекта КАПГ [18] с подключением фрагмента геотраверса V на юге, геотраверса IV и разреза ГСЗ XVI — на севере (рис. 1)). Этот геотраверс при сравнительно небольшой длине (~1 тыс. км) чрезвычайно информативен геологически. Он пересекает древний Украинский щит (а в его пределах ряд очень характерных структур), Днепровско-Донецкий позднепротерозойско-палеозойский рифт и современную альпийскую складчатую зону Карпат на сейсмоактивном участке глубокофокусных очагов Вранча. Временной интервал формирования этих структур охватывает в совокупности около 3 млрд. лет (рис. 2). Геотраверс, таким образом, уникален и позволяет проследить эволюцию литосферы при образовании разнотипных тектогенов на столь продолжительном отрезке геологической истории.

В пределах Украинского щита геотраверс проходит через Кировоградский срединный, или протоплатформенный, массив, заключенный между Одесско-Ядловской (Одесско-Тальновской) и Криворожско-Крупецкой раннепротерозойскими протогеосинклинальными (проторифтовыми) зонами [3]. Массив сложен гнейсифицированной первично терригенно-осадочной формацией (ингуло-ингулецкие биотитовые гнейсы) с возрастом метаморфизма 1740—1980 млн. лет и формацией существенно калиевых микроклиновых порфиropодобных гранитов (кировоградско-житомирский комплекс) с возрастом 1800—1900 млн. лет, образовавшихся преимущественно в результате гранитизации биотитовых гнейсов.

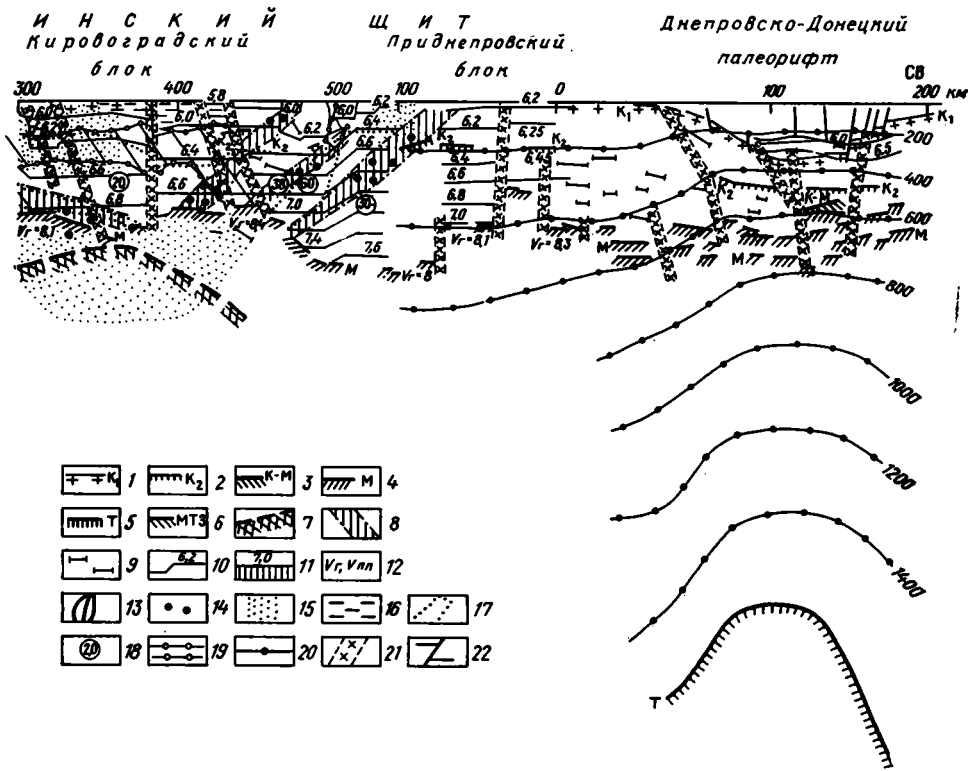


Рис. 1 (правая часть)

Рис. 1. Разрез тектоносферы вдоль геотраверса Днепро-Донецкий палеорифт — Украинский щит — Южные Карпаты (геотраверс VIII проекта КАПГ)
 1 — поверхность консолидированной коры; 2 — протофундамент; 3 — коро-мантийная «смесь»; 4 — раздел М; 5 — астеносфера, по данным геотермии; 6 — то же, по данным магнитотеллурических зондирований; 7 — предполагаемая реликтовая поверхность протоастеносферы; 8 — зоны пологих сублатеральных срывов в коре Украинского щита; 9 — отражающие площадки; 10 — изоскорости, км/с; 11 — «базальтовый» комплекс; 12 — граничные и пластовые скорости; 13 — скорости неоднородности в зоне Вранча; 14 — точки дифракции; 15 — участки разуплотнения; 16 — участки уплотнения; 17 — контуры магнитных неоднородностей; 18 — эффективная намагниченность, А/м; 19 — зона повышенной электрической проводимости; 20 — изотермы, °С; 21 — разломы по данным ГСЗ; 22 — менее крупные разломы

Формации массива моложе метабазитовой и криворожской серий пород, развитых в смежных протогеосинклиналиях. Граниты осевой его части (рапакиви) и их складчатые формы по времени образования являются наиболее поздними [3].

Кировоградский массив характеризуется интенсивной отрицательной гравитационной аномалией, наиболее крупной на Украинском щите, и расположен в меридиональной полосе пониженной напряженности магнитного поля.

Большой объем глубинных геофизических исследований, проведенных в последние годы в пределах массива и прилегающих к нему районов щита, позволил установить следующее. Толщина земной коры под Кировоградским массивом (35—38 км) гораздо меньше, чем под соседними, ныне размытыми эпигеосинклинальными орогенами (54—58 км) (см. рис. 1), граничные скорости распространения сейсмических волн на разделе Мохоровичича (М) здесь меньше (соответственно 8,1 против 8,4 км/с). Скоростные параметры коры глубже 15 км в эпигеосинклинальных зонах существенно больше, чем под массивом. Последний, по существу полностью «гранитный», — в нем не отмечено скоростей свыше 7 км/с. В то же время в нижней части коры эпигеосинклинальных зон комплекс образований с такой скоростью составляет 20—30 км. В крайних частях Кировоградского массива выявлены полого наклоненные

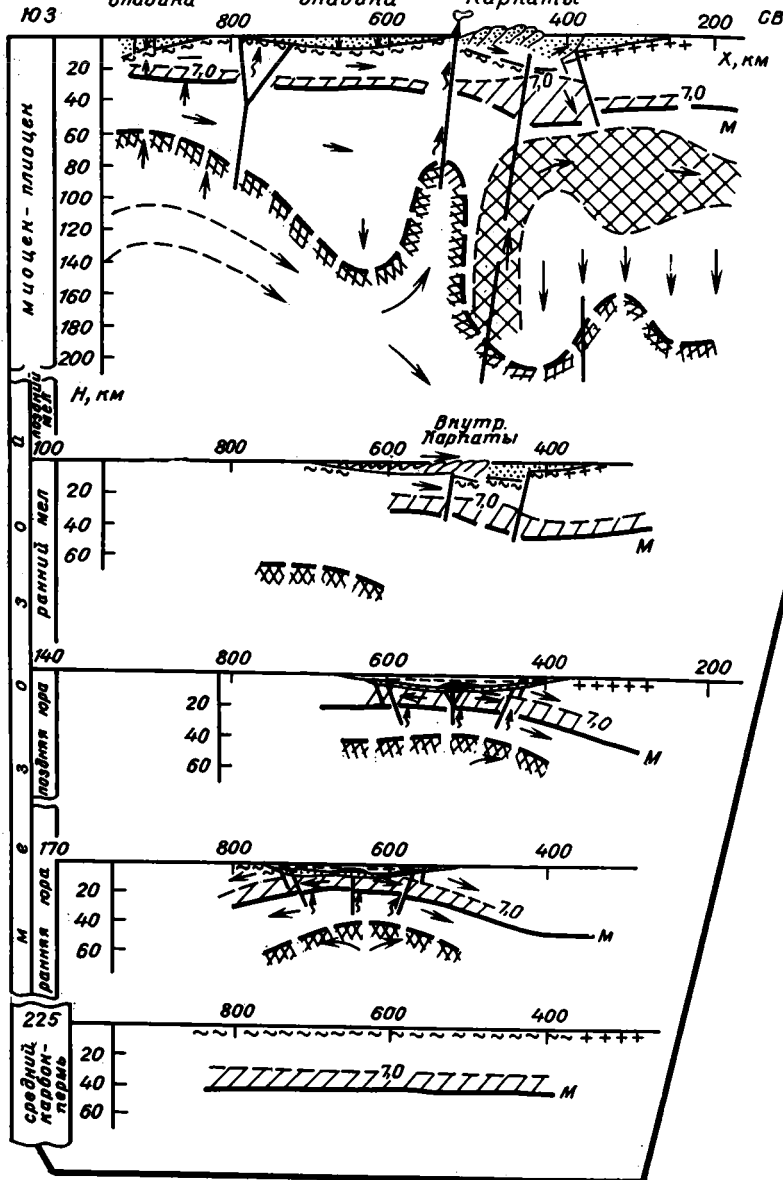


Рис. 2 (левая часть)

нарушенные зоны, выходящие из раздела М и веерообразно расходящиеся на запад и восток от массива. Они фиксируются в разрезе коры сгущениями отражающих площадок, точек дифракции и изломами линий изоскоростей [2, 10, 11].

Земная кора массива до глубин 20 км разуплотнена относительно прилегающих эпигеосинклинальных зон [1, 6, 8]. Не исключается и разуплотнение пород верхней мантии [1]. Намагниченность земной коры массива (0,2–0,7 А/м) значительно меньше, чем в прилегающих эпигеосинклинальных зонах (до 3 А/м) [5]. Под массивом выявлена сужающаяся снизу Кировоградская транскоровая геофизическая аномалия, соответствующая магматическому диапиру и достигающая своим основанием раздела М. При внедрении диапира кора прогревалась до 1300°С [8, 9].

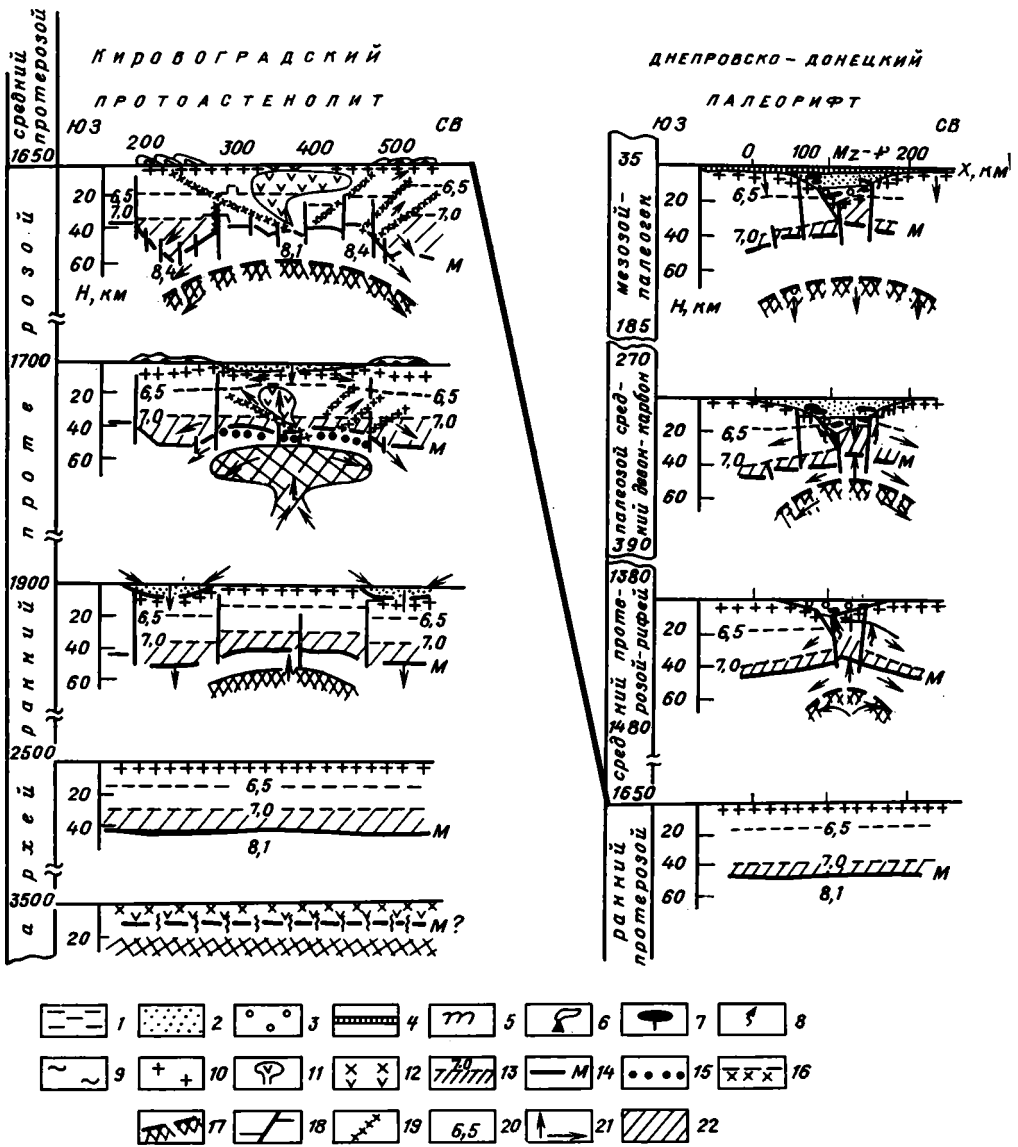


Рис. 2 (правая часть)

Рис. 2. Геодинамическая модель геотранверса VIII

1 — водный слой; 2 — осадочный слой (в Днепро-Донецком палеорифте — девонско-ранневизейский комплекс); 3 — там же — рифейско-раннепалеозойский (?) комплекс; 4 — там же — комплекс синеклизы (поздний визе и моложе); 5 — дислоцированные осадки; 6 — молодые вулканы; 7 — интрузии; 8 — подъем магмы; 9 — молодой складчатый фундамент; 10 — кристаллический субстрат; 11 — магматический диапир; 12 — «серые» гнейсы; 13 — «базальтовый» комплекс; 14 — раздел М; 15 — зона термодинамических преобразований на контакте кора — мантия; 16 — астеносфера; 17 — глубинный магматический силл; 18 — разломы; 19 — сублатеральные зоны срыва в коре Украинского щита; 20 — изоскорости, км/с; 21 — направление перемещения материка

Совокупность приведенных геофизических и геологических данных может быть описана следующей геодинамической моделью. Около 3,5 млрд. лет назад, очевидно, образовалась сналическая кора малой мощности с комплексом однообразных «серых» гнейсов тоналитового состава. К концу архея (2,5 млрд. лет) сформировалась более толстая, но еще просто построенная кора Приднепровского и Подольского блоков Украинского щита, с тех пор не претерпевшая принципиальных измене-

ний. Эти блоки находятся недалеко от Кировоградского массива и могут быть приняты за исходные, «стартовые» позиции рассматриваемого эволюционного ряда (см. рис. 2). Из них мы должны прийти к разрезу коры (см. рис. 1).

Кировоградский массив образовался в раннем протерозое. В начале протерозоя дифференциация усилилась. Кора была уже достаточно толстой и прочной, астеносфера к тому времени обозначилась отчетливо, и из нее, надо полагать, началось выделение разогретых разуплотненных астенолитов. Один из них, вероятно, поднимался под будущим Кировоградским массивом. Поверхность коры была приподнята и подверглась размыву. Обломочный материал сносился в обозначившиеся по соседству трог и накапливался в составе метабазитовой и криворожской серий пород. Раздел М был нарушен субвертикальными глубинными разломами, определившими границы структур и поставившими в трог магму основного состава.

В середине раннего протерозоя астенолит достиг зрелости и начал растекаться в стороны, увлекая за собой вышележащие образования земной коры. Рельеф раздела М стал более контрастным, в нем возникли дополнительные субгоризонтальные разломы, по которым смещался материал коры. Под воздействием астенолита зона перехода от коры к мантии прогрелась до стадии возможных фазовых переходов и термомических преобразований вещества. Через разлом от астенолита отделился магматический диапир и начал подъем в верхние этажи коры. «Базальтовый» ее комплекс подвергался растаскиванию и «глубинной эрозии». «Базальтовый» материал перемещался при этом в стороны от астенолита, в основание коры геосинклинальных зон, где, очевидно, смешивался с базальтоидами мантийной генерации, поступавшими по разломам. Над астенолитом вследствие растяжения коры образовался прогиб, в котором отлагались терригенно-осадочные и вулканогенные толщи будущих ингуло-ингулецких биотитовых гнейсов. Глубина основания прогиба в центральной его части достигала, по-видимому, не менее 7—8 км [6]. Снос обломков происходил из складчатых зон, возникших на месте Одесско-Ядловской и Криворожско-Крупецкой протогеосинклиналей вследствие их замыкания, тангенциального сжатия и скучивания пород.

В конце раннего протерозоя наступила заключительная стадия формирования астенолита. Резкость рельефа раздела М еще более увеличилась: под эпигеосинклинальными орогенами, выросшими из Одесско-Ядловской и Криворожско-Крупецкой складчатых зон, выпукло обозначился «корни», достигшие глубины 54—58 км. Количество разломов на разделе М увеличилось, новые разрывы носили лишь усложняющий характер. «Базальтовый» комплекс был полностью редуцирован глубинной эрозией и перемещен в «корневые» утолщения коры, под Кировоградским блоком его не осталось. Пологие разломы, продолжая развиваться, достигли поверхности, пересекая при этом более ранние субвертикальные нарушения. Это обусловило надвигание с востока на Одесско-Ядловскую зону и с запада на Криворожскую структуру более древних метавулканогенно-осадочных и гранитоидных образований. Магматический диапир поднялся до верхов коры и образовал крупную дифференцированную интрузию, с которой генетически связан Корсунь-Новомиргородский плутон рапакиви и основных магматитов.

Воздействие теплового фронта, шедшего от астенолита и сопровождавшего диапир, обусловило метаморфическую переработку и гнейсификацию ранее накопившихся пород. Разогрев привел к палинггено-анатектическому гранитообразованию, магматическому замещению супракрусталльных толщ — в основном биотитовых гнейсов. Образовался комплекс кировоградских существенно калиевых гранитов (Новоукраинский массив). Разогрев и растяжение способствовали уменьшению плотности и намагниченности коры. Гранитизация и разуплотнение привели к подъему территории и образованию симметричной антиклинорной структуры Кировоградского массива с центральным осевым поднятием.

Процесс складкообразования не охватил всю площадь антиклинория сразу, а перемещался от его внешних зон к внутренним [3]. Это явление было связано, очевидно, с остыванием астенолита, сокращением его размера и площади перекрывающих толщ, в которых последовательно нарастали тангенциальные напряжения. Обильное поступление ювенильного материала, глубокая переработка земной коры и связанные с этим физико-химические процессы обусловили уникальное богатство и разнообразие руд Кировоградщины и Криворожья.

Древность Кировоградского астенолита, возникшего на том же этапе геологической истории, что и протогеосинклинали — проторифты, позволяет считать его первичным протоастенолитом. Разрез земной коры дофанерозойского Кировоградского протоастенолита и прилегающих к нему древних эпигеосинклинальных зон Украинского щита удивительно похож на разрез через альпийский складчатый пояс Европы в сечении Карпаты — Паннонский массив — Динариды с его молодым астенолитом Паннонии. Это позволяет заключить, что уже в раннем протерозое тектоносфера Украинского щита обладала свойствами, подобными фанерозойским, и в ней протекали близкие фанерозойским по особенностям проявления процессы.

Бурение Криворожской сверхглубокой скважины подтверждает предложенную геодинамическую модель. Скважина находится на ее восточном фланге, в зоне латеральных надвигов с запада, со стороны Кировоградского массива. Скважина, пробуренная на глубину 3550,8 м, вскрыла раннепротерозойские метаморфические породы, залегающие на плагиигранитах [7]. Весь комплекс пород несет следы интенсивной тектонической переработки. Плагииграниты, подстилающие раннепротерозойские образования, имеют по циркону архейский возраст ($2965 \pm \pm 30$ млн. лет). По комплексу корреляционных признаков (литолого-формационных, петрохимических, петрофизических, минералогических, геохимических и др.) метаморфические породы, вскрытые скважиной, оказались более близкими не к породам криворожской серии, а к породам, слагающим ингуло-ингулецкую серию Западно-Ингулецкой межблоковой зоны.

Скважина показала, что метаморфические породы ингуло-ингулецкой серии и глееватской свиты образуют сложно построенную синклинальную складку, которая вместе с архейскими плагиигранитами надвинута на породы криворожской серии, моноклинально погружающиеся на запад под надвиго-поддвиговую шарьяжную структуру в зоне «стыковки» Кировоградского и Приднепровского блоков [7].

Становление кристаллического субстрата юга Восточно-Европейской платформы завершилось 1,6—1,7 млрд. лет назад после мощной общей гранитизации в конце раннего протерозоя. Примерно в это же время, в субплатформенную стадию развития Украинского щита, наметились признаки начавшегося на глубине процесса деструкции коры, сопровождавшегося в ее верхней части образованием разломов и дифференцированными движениями блоков и литопластин. Эти движения были в существенной степени сдвигово-вращательными, что видно из структурного рисунка «раздробленных» полос ранее единых древних магнитных аномалий [16]. Глубинный процесс преобразования литосферы сопровождался появлением в ее верхах магматитов основного состава.

В рифее движения приняли существенно сбросовый характер и началось формирование Днепровско-Донецкого и Волыно-Оршанского рифтов. Механизм образования Днепровско-Донецкого палеорифта неоднократно обсуждался [14, 15 и др.]. Подъем разогретого мантийного материала с последующим растеканием его в стороны привел к растаскиванию, утонению и растрескиванию земной коры, насыщению ее плотными массами пород основного состава, уменьшению магнитности слагающих кору пород. Вверху этот процесс сопровождался грабенообразным проседанием поверхности фундамента с накоплением мощных осадочных толщ и щелочнобазальтоидным магматизмом, особенно интенсивным в девоне.

Грабенообразование происходило в два этапа: рифейско-раннепалеозойский и девонско-ранневизейский, что привело к возникновению структуры двойного телескопированного грабена. Первый из них, более узкий и древний, находится в основании структуры и имеет глубину относительно крыльев 5—10 км. Его западным окончанием на Украинском щите является Овручкя́я грабен-синклиналь. Общая глубина до фундамента в палеорифте увеличивается с северо-запада на юго-восток от 5 до 20 км и более. Процесс образования грабенов и магматизма развивался с юго-востока на северо-запад и завершился, мигрируя в обратном направлении [17]. С позднего визе над днепровской частью палеорифта сформировалась пологая и широкая платформенная депрессия типа синеклизы (Днепровско-Донецкая впадина). Эволюция глубоких частей литосферы, обусловившая эти приповерхностные проявления, реконструирована на рис. 2.

С мезозоя тектоническая активность и соответственно глубинная перестройка литосферы сконцентрировались в области деформаций альпийского пояса. Здесь, в районе Складчатых Карпат, сейчас трудно определить исходную позицию эволюционного ряда, так как кора переработана и сильно изменена. Более или менее обоснованно можно считать, что в карбоне — перми, т. е. в конце герцинского этапа, она имела такое же строение, какое мы сейчас наблюдаем под Мизийской и Скифской плитами. Это представление реализовано на монтаже (см. рис. 2).

Все промежуточные звенья от начала ряда до современного разреза тектоносферы могут быть воссозданы только по «обратной связи», исходя из состава обнаженных на поверхности геологических образований и их структурных соотношений.

Современное же строение и состояние больших глубин очень сложное [12]. Тектоносфера в районе Вранча сильно «возмущена»: в зоне мантийных сейсмических очагов распределение скоростей распространения упругих волн и плотностей очень прихотливое. Зона очагов подразделяется на три субвертикальные части: восточная имеет минимальные скорости 7,5—7,75, центральная — 7,75—8,0, западная — более 8 км/с. Согласно гравиметрическим расчетам, породы в зоне Вранча разуплотнены. Субвертикальная «возмущенная» зона прослежена до глубины 125 км. Под ней наблюдается резкий подъем поверхности астеносферы от 200 км восточнее до 70—10 км западнее.

К востоку от аномальной зоны Вранча на отметках 60—100 км обнаружен субгоризонтальный слой пониженной скорости и плотности, прослеженный вплоть до Крыма (см. рис. 2). В целом аномальная «возмущенная» зона и этот слой образуют единое «тело» с меньшей скоростью и плотностью, соединяющееся с астеносферой на участке глубинного мантийного разлома под Вранчей. Обнаружение этого «тела» имеет большое значение для понимания тектонической обстановки района. Поскольку его плотность меньше, чем более глубоких горизонтов литосферы и астеносферы, его физически нельзя погрузить, «затолкнуть» в них или субдуцировать, как того требуют каноны тектоники плит. Логичнее думать, что низкоскоростное «тело» не «уходит» в мантию, а вследствие меньшей плотности «выходит» из нее. Согласно [19], в интервале глубин 70—170 км фиксируется поле напряжений, характерное для зон нагнетания материала с выжиманием его вверх. Можно предположить, что аномальное «тело», имеющее «корни» под Вранчей, образовано дериватами мантийного вещества, главным образом, очевидно, базальтоидами.

Ретроспектива представляется в следующем виде. Как уже отмечалось, перед альпийским этапом литосфера рассматриваемого района имела довольно спокойное строение. Байкальский и герцинский этапы по сравнению с раннепротерозойским не внесли больших изменений в ее структуру и физическое состояние, поскольку движения и метаморфизм были весьма слабыми.

По «обратной связи», исходя из данных геологии, в начале юры на месте Трансильванской впадины был глубоководный бассейн с океани-

ческой корой [13]. В поздней юре континентальная кора была раздвинута вследствие океанического рифтинга к востоку и северо-востоку от Трансильвании. В конце юры континентальная кора подверглась растяжению и переработке в центральной части Трансильванской впадины, где возник Мечек-Дебреценский флишевый трог.

Вообще на площади Карпатско-Балканского региона в течение юры произошла значительная деструкция герцинской континентальной коры (см. рис. 2). Между отдельными ее фрагментами пролегали глубоководные бассейны с океанической или квазиокеанической корой [13].

В конце юры — начале мела обстановка господства растяжений сменилась сжатием. В барреме—апте—альбе образовались главные покровы Внутренних Карпат с участием метаморфизованного субстрата и офиолитов. Перед фронтом шарьяжей, двигавшихся на восток, возник широкий и глубокий флишевый прогиб, с титона до олигоцена заполнявшийся мощной толщей осадков. Кора в его пределах имела малую мощность.

В послепалеогеновую орогенную стадию в тектоносфере региона произошли большие изменения, результат которых мы наблюдаем в современном разрезе. Определяющим был энергичный подъем в районе Паннонии разогретого и разуплотненного мантийного вещества, которое образовывало глубинный астенолит. Под действием астенолита и конвекционных потоков, восходящих в его центре и нисходящих по периферии, земная кора Паннонии подверглась дроблению и тангенциальному растяжению. Поднявшись, мантийное вещество перемещалось в сторону Карпат. Нисходящие ветви движения располагались по внешнему краю Карпатской складчатой дуги, где сейчас наблюдаются наименьшие значения теплового потока. Растяжение земной коры привело в неогене к резкому сокращению ее мощности, «глубинной эрозии» «базальтового» слоя, опусканию фундамента и образованию в конце раннего — начале среднего миоцена Венгерских и Трансильванской впадин. В начале миоцена в микровно-складчатые деформации и горообразование были вовлечены Внешние Карпаты.

Обстановка сжатия в зоне сочленения Карпат и древней Восточно-Европейской платформы не позволила глубинному расплавленному материалу астенолита проникнуть вверх, что обусловило амагматичность Предкарпатья. В то же время расплав использовал латеральную ослабленную зону на глубине 60—100 км, возникшую в литосфере восточнее Вранчи (слой пониженной скорости и плотности). Причиной возникновения этой зоны является, очевидно, опускание крупного блока в низах литосферы под влиянием нисходящей ветви адвекционного потока, периферического по отношению к основному астенолиту. Показательно, что слой пониженной скорости и плотности развит именно там, где поверхность астеносферы опущена, при этом мощность слоя примерно равна величине погружения последней. Глубинный магматический материал, генерированный астеносферой, поднялся по разлому Вранча, встретил в верхних этажах сопротивление зоны сжатия Карпат и древней платформы и устремился в ослабленную латеральную зону над «оторвавшимся» и ушедшим вниз блоком низов литосферы.

Подводя итог, отметим, что первопричиной образования всех рассмотренных структур являлся подъем из мантии порций глубинного разогретого материала — астенолитов. Это явление вообще распространено чрезвычайно широко и, по-видимому, отражает действие ведущего процесса тектогенеза — гравитационной дифференциации вещества планеты.

Астенолиты различаются не только по форме, времени и особенностям становления, но и по размерам, масштабам проявления. Градации велики, вероятно, они связаны с глубиной генерации астенолитов, величиной и энергетическим потенциалом вовлекаемых в процесс масс. В вершине астенолитной иерархии находятся гигантские вертикальные потоки вещества, рождающиеся глубже астеносферы, на границе мантии и ядра Земли, поднимающиеся затем вверх, расходящиеся латеральными струями в стороны и рождающие тем самым океанические впадины с рифто-

выми хребтами и спредингом. Менее крупные астенолиты создают все менее значимые структуры, отдельные магматические диапиры и т. д., вплоть до элементарных интрузий мантийного происхождения.

Список литературы

1. Голыздра Г. Я. О южном продолжении меридиональной структуры земной коры центральной части Украинского щита//Геофиз. журнал. 1980. № 2. С. 60—69.
2. Ильченко Т. В. Скоростная модель земной коры Украинского щита вдоль геотраверса VIII (Рени — Кривой Рог)//Геофиз. журн. 1987. № 1. С. 44—51.
3. Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Жуков Г. В. и др. Тектоника Украинского щита//Киев: Наукова думка, 1972. 300 с.
4. Козловский Е. А., Зайченко В. Ю., Ерхов В. А. и др. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли//Сов. геология. 1987. № 11. С. 7—20.
5. Крутиховская З. А., Чекунов А. В., Галецкий Л. С. и др. Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогеническое значение//Геофиз. журн. 1986. № 2. С. 3—17.
6. Крюченко В. А., Половинкин Б. В., Трипольский А. А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ГСЗ Николаев — Канев//Геофиз. журн. 1981. № 2. С. 82—86.
7. Курлов Н. С., Станько Я. П., Белевцев Р. Я. Криворожская сверхглубокая скважина//Ярославль: Изд-во Мингео СССР, 1988. 17 с.
8. Оровецкий Ю. П., Козленко В. Г., Старостенко В. И. и др. Сейсмогравитационное моделирование глубинного геологического строения Кировоградского протоплатформенного массива//Геофиз. журн. 1984. № 1. С. 32—39.
9. Оровецкий Ю. П., Кутас Р. И. Тектономагматические аспекты эволюции глубинных диапиров и природа верхнекоровых волноводов (на примере Новоукраинского массива Украинского щита с использованием данных ГСЗ)//Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1980. С. 121—130.
10. Соллогуб В. Б. Особенности строения пологих разломных зон в пределах центральной части Украинского щита по данным ГСЗ//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 3. С. 26—30.
11. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Принципиальные черты строения литосферы Украины//Геофиз. журн. 1985. № 6. С. 43—54.
12. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И. и др. Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных//Геофиз. журн. 1985. № 4. С. 3—18.
13. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
14. Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины)//Геотектоника. 1967. № 3. 6. 3—18.
15. Чекунов А. В., Науменко В. В. Связь между глубинной перестройкой земной коры, тектоническими движениями, магматизмом, метаморфизмом и металлогенностью в Днепровско-Донецком палеорифте//Геофиз. журн. 1982. № 4. С. 25—34.
16. Чекунов А. В., Пашкевич И. К. Тектоническая природа магнитных неоднородностей в литосфере Украины//Докл. АН УССР. 1989. № 5. С. 25—30.
17. Чекунов А. В., Рябчин Л. И. Динамика краевых разломов Днепровского грабена//Геотектоника. 1986. № 5. С. 72—79.
18. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. Проекту литосферных геотраверсов социалистических стран Европы — 25 лет//Вестн. АН СССР. 1988. № 9. С. 67—73.
19. Шукин Ю. К., Добрев Т. Б. Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча//Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 7—40.
20. Monger J. W. H. The global geoscience transects project//Episodes. 1986. V. 9. P. 217—222.

Институт геофизики АН СССР,
Киев, 252142

Поступила в редакцию
27.III.1989

УДК 551.24(517.3)

©

РУЖЕНЦЕВ С. В., ПОСПЕЛОВ И. И., БАДАРЧ Г.

ТЕКТОНИКА ИНДОСИНИД МОНГОЛИИ

Позднепалеозойское покровно-складчатое сооружение Внутренней Монголии является фрагментом северного пояса индосинид Центральной Азии — коллизионной структуры, возникшей между Северо-Азиатским и Катазиатским континентальными блоками. В пределах МНР выделены две зоны: Лугингольская и Солонкерская, представляющие собой пакеты тектонических пластин, сформировавшиеся в поздней перми — раннем триасе. Лугингольская зона сложена структурно-формационными комплексами, соответствующими эпиконтинентальному краевому (флишевому) прогибу и краевому континентальному поднятию. В строении Солонкерской зоны принимают участие комплексы задугового прогиба и островной дуги. Начало развития индосинид Монголии связано с раскрытием в карбоне Внутренне-Монгольского палеоокеана. Затем вдоль его северной периферии формируется аккреционная система с образованием островной дуги и задугового бассейна ($C_3—P_1$). Континентальная коллизия ($P_2—T_1$) привела к закрытию палеоокеана, обдукции системы покровов на край Северо-Азиатского континента, в структуре которого из комплексов краевого прогиба одновременно возникла система флишевых прогибов.

Полеозойды Южной Монголии включают два пояса (рис. 1): варисский (Южно-Монгольский) и поздневарисский или индосинийский (Внутренне-Монгольский).

Варисиды Южной Монголии занимают большую часть рассматриваемого региона. С юга на север здесь выделяются следующие зоны: **Гобий-Алтайская** — соответствует раздробленному шельфу и склону каледонского Северо-Азиатского континента, образована олигомиктовыми песчаниками, известняками, реже туфотерригенными отложениями ($O—C_1$); **Барунхурайская** — аккреционный комплекс, образованный островодужными вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями ($D_2—C_1$); **Заалтайская** — палеоокеаническая зона, сложенная счешуенными в турнейское время вулканогенными (включая офиолиты) и вулканогенно-осадочными сериями ($S—D_3$); **Южно-Гобийская** — микроконтинент, разделявший Южно-Монгольский и Внутренне-Монгольский палеоокеаны; здесь выделяются две подзоны: северная (Тумуртинская) соответствует континентальному склону и образована терригенными и туфотерригенными турбидитами ($O?—D_2$ и C_1) и южная (Цаганулинская), шельфовая, где преимущественно распространены известняки ($O—D_1$), залегающие на докембрийском ($R—V$) основании.

Южно-Монгольский варисский палеоокеан возник в ордовике в результате рифтинга каледонского континента. По крайней мере со среднего ордовика формируется мощный «терригенный клин» олигомиктовых турбидитов. Максимальной ширины океан достигает в силуре, а также с конца силура и особенно в девоне происходит сужение структуры. В это время по ее периферии и в пределах прилегающих континентальных окраин образуется аккреционная система, где различаются формационные комплексы, соответствующие таким палеоструктурам, как краевое море, островная дуга, внутридуговой и преддуговой прогибы, краевые вулканические пояса [3, 9, 10]. В позднем девоне и в турнейское время вследствие коллизии Северо-Азиатского континента и Южно-Гобийского микроконтинента происходит почти полное закрытие восточной части палеоокеана (Заалтайская зона). На западе (Барунхурай) система островная дуга — краевое море просуществовала до среднего карбона.

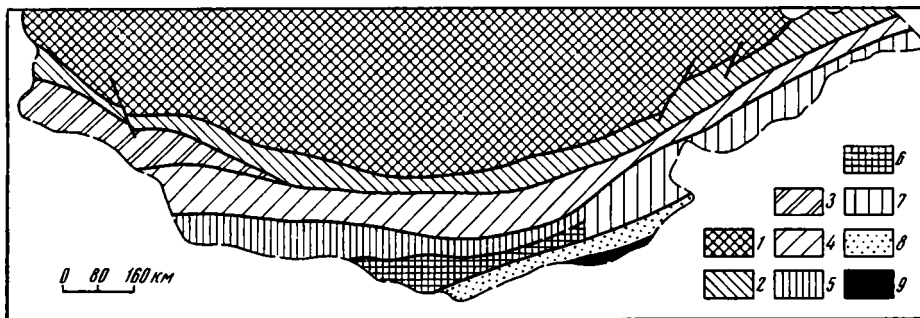


Рис. 1. Схема тектонической зональности Монголии
 1 — каледониды Центральной и Западной Монголии; 2—7 — варисциды Южной Монголии: 2 — Гоби-Алтайская, 3 — Барунхурайская, 4 — Заалтайская, 5—7 — Южно-Гобийская зоны (5 — Тумуртинская подзона, 6 — Цаганулинская подзона, 7 — нерасчлененная); 8—9 — индосиниды Внутренней Монголии: 8 — Лугингольская, 9 — Солонкерская зоны

Индосиниды Внутренней Монголии расположены вдоль юго-восточной окраины МНР. В качестве особой структуры они были намечены Н. П. Херасковым [12] и Ю. М. Пушаровским [8] как связанные с мезозоидами верхнепалеозойские наложенные геосинклинали прогибы. Наоборот, М. С. Нагибина [6] рассматривает их как длительно развивавшиеся варисские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Фактическое обоснование Внутренне-Монгольской верхнепалеозойской — раннемезозойской складчатой системы дано в работе Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суегенко [2], показавших, что на территории Внутренней Монголии расположена цепь обширных прогибов, выполненных разнообразными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными сериями верхнего палеозоя мощностью до 5000 м. На востоке они смыкались с верхнепалеозойскими прогибами (Сихотэ-Алиня, на западе выклинивались в районе хр. Бей-Шань и Турфанской впадины.

В пределах индосинид на территории МНР выделяются две зоны: северная — Лугингольская, образованная почти исключительно флишевой серией перми, и южная — Солонкерская, представляющая собой пакет тектонических пластин, залегающих на докембрийском автохтонном основании. Пластины сложены разнообразными вещественными комплексами, включая ультрабазиты, габбро, базальты, возраст которых варьирует в интервале среднего карбон — поздняя пермь. Неоавтохтонный чехол здесь триасово-юрский.

ЛУГИНГОЛЬСКАЯ ЗОНА

Зона представляет собой обширную полосу развития верхнепалеозойского флиша. В структурном отношении это серия чешуй; в основании некоторых из них из-под флиша вскрыты докембрийские породы (мраморы, кварциты, слюдяные сланцы, гранитоиды). Общее чешуйчатое строение устанавливается довольно отчетливо по налеганию докембрийских пород на флиш.

Выделяются три подзоны. Булаганская подзона соответствует северной окраине флишевого прогиба. В основании ее разреза вскрыт рифейско-вендский комплекс, представленный окварцованными доломитовыми мраморами, содержащими тонкие прослои и линзы микрокарцитов, фтанитов и битуминозных строматолитовых известняков. Выше с базальным конгломератом несогласно залегают плагиопорфириты, песчаники и известняки (550—600 м), содержащие обильные остатки брахиопод *Jakovlevia mammatiformis* (Fred.), *Alispiriferella Lita* (Fred.), *Liostella* sp., *Spiriferella keithaviiiformis* (Fred.) и др., указывающих на уфимско-раннеказанский возраст вмещающих пород (здесь и далее определение брахиопод Е. Е. Павловой). В районе гор Булаган-Ула пермь

ские отложения перекрыты пластиной рифейско-вендских мраморов и строматолитовых известняков (800—1000 м). Видимая амплитуда надвига достигает 5—6 км.

Трансгрессивно, с мощным базальным горизонтом на всех перечисленных комплексах залегает флишевая серия, состоящая из трех толщ. Нижняя (1800—2000 м) представлена преимущественно полимиктовыми пестроцветными конгломератами (галька кварцитов, мраморов, разнообразных гранитоидов, порфириров, кварцевых порфиров, туфов, туфосилицитов, яшм, фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников). В верхней части появляются горизонты (до 100 м) песчаников, имеющих ритмичное строение. В основании толщи собраны обильные остатки флоры верхней перми: *Paracalamites striatus* (Schmalh), *Callipteris* aff. *adrvensis* Zal., *Pecopteris* ex gr. *anthriscifolia* (Goerp), *Compsopteris* sp. (определения М. В. Дуранте). Средняя толща (700—800 м) — переслаивание песчано-алевролитовых турбидитов и микритовых известняков. В виде отдельных линз присутствуют полимиктовые мелкогалечные конгломераты. Верхняя толща (2000—2500 м) — однообразный песчано-алевролитовый флиш.

Рассмотренные отложения, особенно нижняя толща, маркируют северный борт флишевого прогиба. Возраст нижней части выполняющей его серии послеказанский, но еще пермский. Иными словами, возраст нижней толщи скорее всего татарский. Соответственно возраст верхней толщи, учитывая большие мощности отложений, может оказаться раннетриасовым.

В южных предгорьях гор Булаган-Ула широко распространены красноцветные полимиктовые конгломераты (до 300—400 м). Отличительной их особенностью является присутствие известняковых галек и валунов с остатками фауны карбона и перми. Эти конгломераты, несогласно залегающие на пермско-триасовом флише, на основании сопоставления с опорными разрезами района Ноён-Сомона условно считаются среднетриасовыми.

Центральная, собственно Лугингольская подзона соответствует осевой части прогиба. Повсеместно здесь развиты однообразные, лишенные четких маркирующих горизонтов флишевые отложения. Основание разреза не вскрыто, а видимая его часть охарактеризована остатками брахипод владивостокского горизонта (P_2u-kz_1), т. е. флишевая серия здесь в целом древнее, чем на севере.

Отложения подзоны смяты в систему морфологически разнообразных, опрокинутых и наклонных к северо-западу или северу, кливажных складок. Преобладают напряженные, вплоть до изоклинальных, сравнительно небольшие дислокации, осложненные продольными склонами. Подобного рода однообразные в своей пестроте нарушения маскируют макроструктуру подзоны. Очевидно, вся масса верхнепалеозойского флиша здесь сорвана со своего основания и дополнительно дисгармонично смята.

Джеремская подзона соответствует южному краю флишевого прогиба и склону ограничивающего поднятия. Для нее характерна сложная покровно-складчатая структура, в пределах которой совмещены фациально разнообразные отложения перми. Наряду с чешуями флиша здесь установлены пластины, образованные переслаиванием вулканогенных отложений. Местами присутствуют клинья рифейско-вендских пород. В массиве Джерем-Ула пермские отложения трансгрессивно, с базальным конгломератом залегают на мраморах и кварцитах рифея — венда. Далее следует толща (1300—1500 м) грубого терригенного флиша, содержащего многочисленные линзы полимиктовых конгломератов и микститов (глыбы известняков нижнего карбона). Выше расположены горизонт (3—5 м) органогенных известняков (*Jakovlevia mammatiformis* (Fred.), *Alispiriferella Litha* (Fred.), *Spiriferella* sp., «*Neospirifer striatoplicatus* (Toulz), *Lamnimargus peregrina* Fred.— P_2u-kz_1), плагиопорфириды и их туфы, кварцевые порфиры (300—600 м). Венчается разрез толщей (800—1500 м) пестроцветных песчаников, гравелитов и

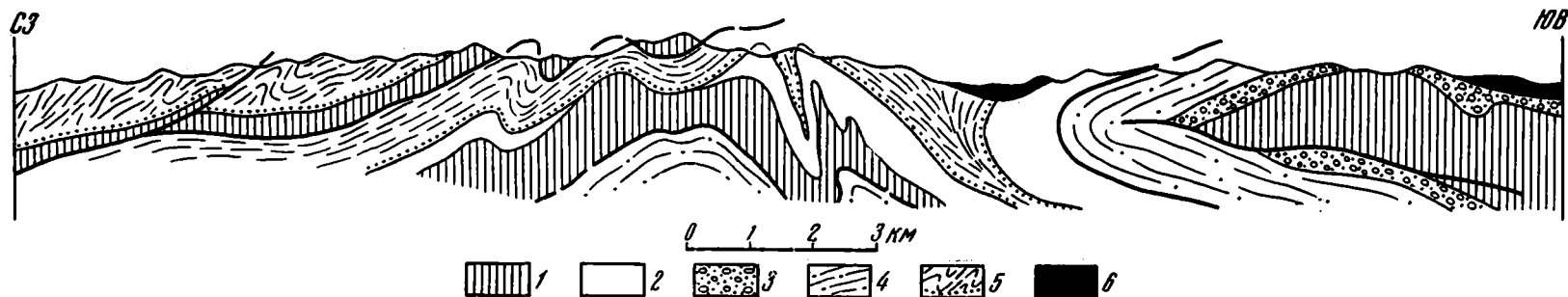


Рис. 2. Геологический профиль через горы Далантин-Ула
 1 — мраморы (R—V); 2 — слюдяные сланцы (R—V); 3 — базальные конгломераты, P₂ (Бичиктинская пластина); 4 — флиш, P₂ (Бичиктинская пластина); 5 — флиш, P₂ (Бэ-стулинская и Даланульская пластины); 6 — конгломераты (Т ?)

конгломератов, состоящих из обломков разнообразных гранитоидов, диабазов, диоритов, кварцевых порфиров, кварцитов, кварц-биотитовых сланцев, мраморов.

Иное строение имеет Лугингольская зона на крайнем юго-западе, в горах Далантин-Ула. В структурном отношении район представляет собой систему трех тектонических пластин. Основание нижней (Бичиктинской) сложено мраморами и кварцитами рифея — венда (200 м), которые трансгрессивно перекрыты толщей полимиктовых конгломератов (80—120 м), переходящих вверх по разрезу в грубый терригенный флиш (до 2000 м), содержащий многочисленные прослои пестроцветных гравелитов и конгломератов (галька мраморов, кварцитов, гранитоидов, кремней, песчаников, известняков). На основании литологического сходства указанные отложения сопоставляются с пермскими отложениями Джеремской подзоны.

Средняя (Бэзулинская) пластина также сложена мраморами, кварцитами, кварц-серицитовыми сланцами (до 1800—2000 м) рифея-венда, трансгрессивно перекрытых горизонтом (30—40 м) полимиктовых конгломератов и микститов; преобладают фрагменты известняков карбона, встречается галька гранитов, кремней, кварцитов, мраморов, сланцев. Здесь же присутствуют прослои (0,5 м) песчаных известняков с остатками мшанок, ругоз, брахиопод (*Retimarginifera* sp.) и аммонитов (*Daubichites* sp., определение М. Ф. Богословской), указывающих на позднепермский (скорее уфимский) возраст отложений. Выше расположена мощная (2000—2500 м) толща терригенного и терригенно-карбонатного флиша. Верхняя (Даланульская) пластина также сложена мраморами рифея — венда и пермским терригенным флишем (2000 м).

Флишевая серия двух верхних пластин сопоставляется нами со сходными отложениями осевой части прогиба (Лугингольская подзона). Если приведенные сопоставления верны, то верхние пластины Далантин-Улы первоначально располагались севернее нижней. Основанная на таком предположении схема развития структуры района представляется нам в следующем виде: обособление и совмещение в едином пакете трех пластин, которое происходило вследствие пододвигания каждой южной под соседнюю северную. Видимая амплитуда перекрытия нижней пластины верхними достигает 25—30 км. Сформировавшийся пакет пластин в дальнейшем был смят в систему анти- и синформ, среди которых различаются два типа нарушений: прямые и лежащие, осложненные субгоризонтальными склонами (рис. 2).

Заканчивая характеристику Лугингольской зоны, отметим, что она вырисовывается как крупный флишевый прогиб, заложившийся в позднем палеозое по краю Южно-Гобийского микроконтинента. Основная масса флиша сформировалась в первой половине поздней перми (уфимское и раннеказанское время). Анализ формационного выполнения (флиш с элементами морской молассы), а также структурное положение по внешней периферии индосинид позволяют рассматривать Лугингольский прогиб как краевой. В пользу этого говорит также и общая направленность его развития, выражающаяся в миграции оси прогиба к северу. Действительно, если в осевой части прогиба флишевая серия в основном имеет уфимско-казанский возраст, то на севере (Булганская подзона) — татарско-раннетриасовый.

СОЛОНКЕРСКАЯ ЗОНА

Солонкерская зона в виде узкой (до 30 км) полосы протягивается в широтном направлении примерно на 120 км. По-видимому, большая ее часть находится в Китае. На территории МНР зона имеет покровное строение. Она представляет собой систему бескоровных аллохтонных масс, первичные пространственные связи которых не всегда ясны. Последовательность покровов снизу вверх следующая: 1) Шараулинский — мраморы (R—V), дациты, липариты, базальты (P₁), терригенная толща (P₂); 2) Хецуулинский — базальты, яшмы (P₁), терригенная толща (P₂), туфотерригенная толща (P₂); 3) Номтулинский — базаль-

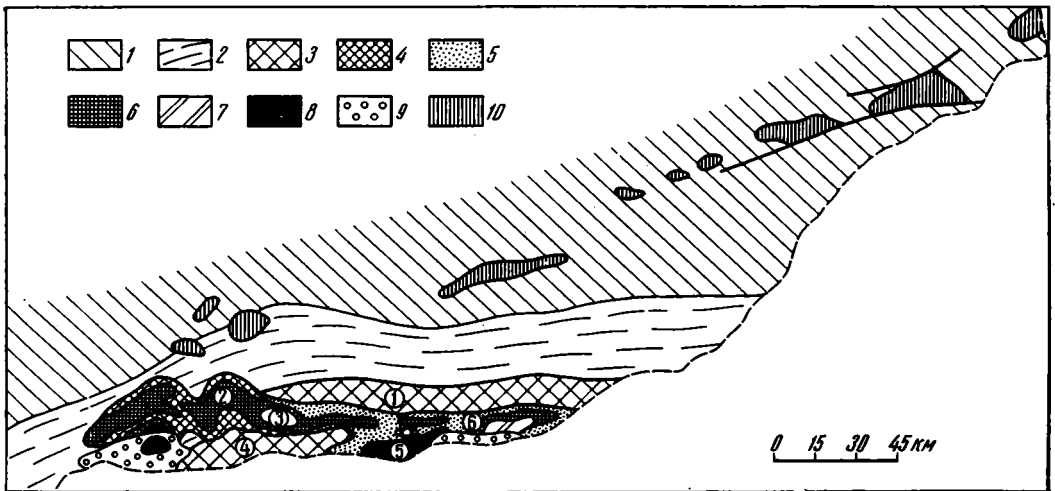


Рис. 3. Схема покровов Солонкерской зоны

1 — Южно-Гобийская, 2 — Лугингольская зоны; 3—10 — Солонкерская зона: 3 — автохтон, 4 — Шараулинский, 5 — Хецуулинский и Номгулинский, 6 — Агуйулинский, 7 — Таванский, 8 — Суджийский покровы, 9 — неоавтохтон, 10 — предполагаемые фронтальные останцы Солонкерского аллохтона.

Цифры на схеме: 1 — северная антиформа, 2 — массив Агуй-Ула, 3 — массив Хецу-Ула, 4 — южная антиформа, 5 — горы Суджийн-Ула, 6 — горы Номт-Ула

ты, яшмы (P_1), олистострома (P_2); 4) Агуйулинский — известняки ($C_2—P_1$); 5) Таванский — песчаники, известняки (C_{2-3}), андезиты, туфы (P_1); 6) Суджийнский — ультрабазиты, габбро.

В самом общем виде зона представляет собой обширную синформу, дискордантно наложенную либо на структуры автохтона, либо на флишевые серии Лугингольского прогиба (рис. 3). В структурном отношении выделяются два района: западный (массив Агуй-Ула) и восточный (горы Суджийн-Нуру, Номт-Ула и др.).

На территории западного района выделяются северная и южная антифоры, где вскрыты породы автохтона. Они разделены обширной плоской синформой, которая пространственно совпадает с массивом Агуй-Ула и сложена пластинами аллохтона. Северная антиформа тянется вдоль всей северной периферии зоны. Это обширный выступ докембрийских пород, имеющий чешуйчатое строение. Его северное крыло ограничено крупным надвигом, по которому мраморы и кварциты рифея — венда надвинуты на верхнепалеозойский лугингольский флиш. Наоборот, южная антиформа (горы Онгоц-Улан-Ула) представляет собой относительно просто построенный купол.

Разрез автохтона на территории северной антиформы следующий. В основании здесь залегают кварц-биотитовые сланцы (180—200 м), трансгрессивно с базальным конгломератом перекрытые пестроцветными кварцитами (до 1500 м), которые содержат линзы мраморов, а также прослой гранитных и анортозитовых конгломератов. Мощность последних достигает 200 м. Указанные породы относятся к верхнему докембрию и содержат широтно вытянутые, в целом конформные тела катаклазированных, местами разгнейсованных биотит- и биотит-роговообманковых гранитов. Возраст гранитов также условно считается докембрийским.

В районе гор Урэ-Шара и Ноён-Хара выше докембрийского комплекса залегают туфотерригенная серия (800—900 м), образованная чередованием вулканомиктовых песчаников и конгломератов, липаритовых туфов, полимиктовых песчаников и известняков, содержащих остатки брахиопод (хубсугульский горизонт, P_1k). Контакт пермских пород с докембрийскими обычно тектонический. Лишь к северу от горы Ноён-Хара наблюдалось трансгрессивное их налегание на катаклазиро-

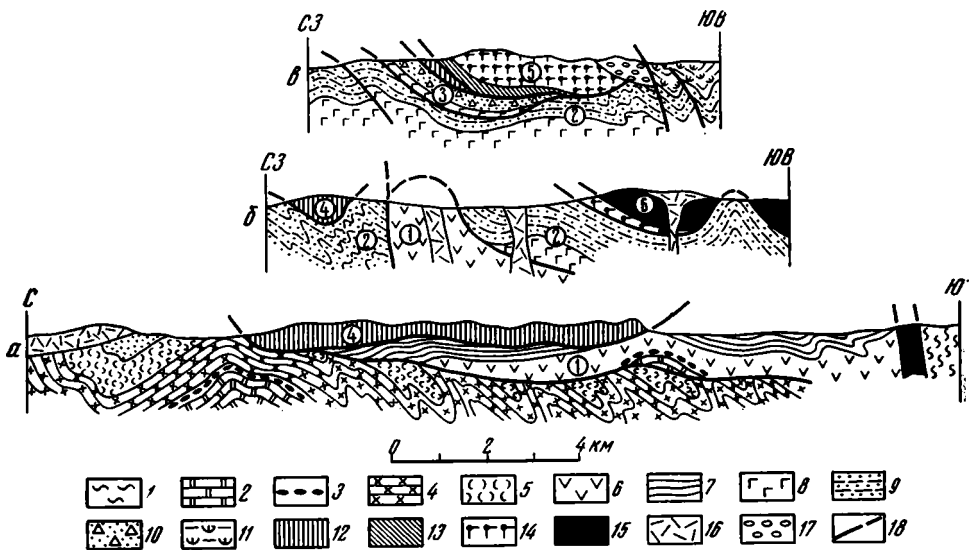


Рис. 4. Геологические профили через Солонкерскую зону (а — массив Агуй-Ула, б — горы Суджийн-Ула, в — горы Номт-Ула и Таван)

1—2 — докембрийское основание: 1 — сланцы (R), 2 — мраморы, кварциты (R—V); 3—5 — лугингольский флиш: 3 — базальные конгломераты (P₁), 4 — флиш (P₁₋₂), 5 — пестроцветная терригенная толща (P₂); 6—7 — Шараулинский покров: 6 — липариты, диабазы (P₁?), 7 — песчаники (P₂); 8—11 — Хецуулинский и Номтулинский покровы: 8 — базальты (P₁), 9 — песчаники и конгломераты (P₂), 10 — микститы (P₂), 11 — туфотерригенная серия (P₂); 12 — Агуйулинский покров: известняки (C₂—P₁); 13—14 — Таванский покров: 13 — известняки, песчаники, туфы (C₂₋₃), 14 — андезиты, туфы (P₁); 15 — Суджийнский покров: ультрабазиты, габбро; 16—17 — неавтохтон: 16 — трахилипариты (MZ), 17 — конгломераты (MZ); 18 — разломы.

Цифры на профилях — тектонические покровы: 1 — Шараулинский, 2 — Хецуулинский, 3 — Номтулинский, 4 — Агуйулинский, 5 — Таванский, 6 — Суджийнский

ванные граниты. И докембрийские, и пермские породы прорваны многочисленными телами габбро-диабазов.

В пределах южной антиформы разрез автохтона начинается мощной (2000 м) толщей кварц-биотитовых, кварц-биотит-актинолитовых, кальцит-хлорит-эпидот-кварцевых, двуслюдяных сланцев, выше которых с горизонтом базальных конгломератов залегают пестроцветные кварциты (2500—2700 м). Литологически эта толща сходна с кварцитами северной антиформы. Однако на юге заметно сокращается количество мраморов, а также появляются горизонты железистых разностей, послойно и прожилково обогащенных магнетитом. Здесь же встречаются многочисленные линзы (0,2—3 м) магнетит-гематитовых пород.

Как уже отмечалось, в западной части зоны аллохтонная масса выполняет осевую Агуйулинскую синформу. Ее структура достаточно проста (рис. 4). Слагающие синформу пластины залегают в целом полого, местами практически горизонтально, что подчеркивается появлением вдоль фронта покровов системы тектонических окон и останцов.

Непосредственно выше автохтона или лугингольского флиша здесь расположена *Шараулинская пластина*. В основании ее разреза (район гор Хэх-Нуден-Ула) обнажаются рифейско-вендские бурые полосчатые доломитовые мраморы, содержащие линзы черных микрокварцитов. С базальным конгломератом выше залегают слоистые лито- и кристаллотуфы липаритов, игнимбриты, фельзиты, вулканомиктовые песчаники и конгломераты (450—500 м). Далее с постепенным переходом следует толща (1200—1300 м) диабазов, плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, переходящих в мощную (не менее 1500 м) серию терригенных отложений. В основном это средне- и мелкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Обломочный материал полимиктовый: преобладают зерна кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата.

Литических фрагментов меньше: они представлены гранитоидами, кварцевыми порфирами, туфами, плагиопорфиритами, алевролитами, кремнями, известняками, кварцитами, кварц-слюдистыми сланцами. Присутствуют единичные прослои известняковых конгломератов (галька фузулиновых известняков ассельского яруса). Венчается разрез горизонтом глыбовых микститов (100—120 м), где фрагменты размером от нескольких десятков сантиметров до 10—15 м представлены исключительно известняками (содержат остатки фузулинид верхнего карбона — нижней перми). Очевидно, что по крайней мере терригенная серия Шараулинского покрова является верхнепермской (во всяком случае послеартинской).

Пластины 2 и 3 (см. рис. 4) на западе зоны отсутствуют; непосредственно выше микститов здесь залегают известняки *Агуйулинского покрова*. Они образуют многочисленные останцы различного размера (вплоть до 10 км в поперечнике), приуроченные к ядру осевой синформы. Следует сказать, что разрез их повсеместно довольно однообразен. Это серые слоистые, более или менее битуминозные разности, местами переполненные остатками фузулинид касимовского, гжельского, ассельского, сакмарского и артинского ярусов (заключение М. Н. Соловьевой). Мощность известняков в каждом отдельном разрезе сравнительно невелика. Максимальна она в массиве Агуй-Ула, где достигает 400—500 м. Важно отметить, что в процессе надвигания известняковая пластинка распалась на отдельные, дифференцированно смешавшиеся части, вследствие чего в разных районах возраст базальных слоев варьирует от позднекаменноугольного до артинского. В целом наблюдается общее омоложение возраста пород подошвы покрова к северу.

Примерно в 15 км восточнее массива Агуй-Ула, в массиве Хецу-Ула, выше Шараулинского появляются породы *Хецуулинского покрова*. В основании его разреза залегают толща (500—600 м) базальтов с прослоями грубых литических туфов, вулканомиктовых песчаников и гравелитов. Туфы и песчаники начинают преобладать в верхней трети разреза, где переслаиваются с кремнями и кремнистыми туфитами. Выше вулканогенной толщи с постепенным переходом залегают ритмично наслоенные полимиктовые песчаники верхней перми. Так же как и на западе, в массиве Хецу-Ула и далее к востоку терригенные отложения перекрыты каменноугольно-нижнепермскими известняками.

На территории восточной части зоны наиболее широко распространены породы верхних пластин. Хецуулинский покров представлен здесь толщей (около 2000 м) песчано-алевролитовых турбидитов. Довольно часто встречаются прослои (до 50 м) массивных грубозернистых песчаников и гравелитов. Присутствуют линзы конгломератов (галька и валуны известняков, кварцевых профиров, плагиогранитов, диоритов) и микститов. Последние сложены глыбами известняков, содержащих остатки фузулинид верхнего карбона — нижней перми. Количество и размеры глыб заметно увеличиваются к югу. Здесь же отмечается появление микститовых горизонтов на все более низких стратиграфических уровнях. Терригенная (с микститами) толща перекрыта горизонтом (50—70 м) известковистых песчаников и органогенных известняков (*Jakovlevia* sp., *Olispiriferella* sp., P_2 и kz_1), выше которого следуют витро- и кристаллотуфы дацитов, вулканомиктовые песчаники с прослоями известняковых конгломератов и глыбами известняков. В известняковых глыбах собраны остатки брахиопод *Spiromarginifera* sp., *Hustedia longirostris* Lich. (P_2kz), что позволяет считать возраст толщи позднепермским (казанским или даже татарским). Мощность туфотерригенных отложений примерно 600—700 м.

Рассмотренные отложения слагают ложе пакета пластин восточной части зоны. Выше них залегают породы *Номтулинского покрова*, состоящего из двух пластин. Основание нижней пластины (гряды Уран-Дэл, Номт-Ула) сложено подушечными базальтами мощностью 50—60 м. Преобладают фиолетовые афировые разности, реже встречаются плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды. Местами в кровле

базальтов, замещая их по простираннию, залегают слоистые яшмы (20—130 м). Иногда яшмы включают валуны и глыбы фузулинидовых известняков нижней перми.

Выше яшм расположен горизонт (200—250 м) полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов, также содержащих глыбы размером до 10—15 м фузулинидовых известняков. Венчается разрез толщей (500—600 м) микститов. В основном это массивная или грубослоистая масса, состоящая преимущественно из глыб разнообразных по структуре известняков верхнего карбона — нижней перми; кроме того, присутствуют отдельные глыбы песчаников, базальтов, яшм, туффигов, плагиогранитов, гранодиоритов, кварцевых порфиров. Размер глыб от нескольких до десятков метров. В верхней части появляются послойные олистоплаки мощностью до 70—100 м, прослеживающиеся по простираннию на километры. Связующая масса — полимиктовые грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты.

Верхняя пластина Номтулинского покрова (массив Тарганы-Нуру) образована фиолетовыми базальтовыми пиллоу-лавами (350—370 м). В основном это афировые слабоминдалекаменные породы. Реже встречаются плагио- и пироксеновые порфириты. В лавах присутствуют отдельные прослои яшм, глинисто-кремнистых сланцев и кремнистых туффигов. Непосредственно на базальтах залегают толща микститов (1000—1100 м). В целом она аналогична таковой в нижней пластине. Пожалуй, главные ее отличия — в целом более крупнофрагментарный состав глыб и появление в верхней трети разреза прослоев туфов и туффигов дацитового и липаритового состава. По-видимому, здесь микститы соответствуют терригенной и туфотерригенной толщам Хецуулинского покрова.

Каменноугольно-пермские известняки *Агуйулинского покрова* в фациальном и возрастном отношении аналогичны таковым в западной части зоны. Они выполняют ядра нескольких синформ (горы Бага-Шара-Хад, Уран-Дэл, Джун-Манд и др.), перекрывая обычно микститы Хецуулинского и Номтулинского покровов.

Таванский покров включает две толщи. Нижняя (600 м) представлена чередованием мраморизованных полосчатых известняков, образующих пласты мощностью до 30 м, и вулканомиктовых песчаников, среди которых преобладают грубозернистые разности, сложенные обломками эффузивных и субвулканических пород среднего и кислого состава. Местами песчаники известковистые, обогащены зернами микритовых известняков и скелетными фрагментами мшанок, криноидей, кораллов и брахиопод. К подобного рода прослоям приурочены линзы брахиоподовых ракушнякав (*Laniputula* sp., *Cancrinella* aff. *alazeica*, C₂₋₃). Кроме того, в разрезе встречаются горизонты (до 5—7 м) кристаллолитических туфов риодацитов, тефроидов; присутствуют также покровы андезитов.

Верхняя толща — андезитовые туфы (200—250 м) вплоть до грубых, переходящие вверх по разрезу в фиолетовые андезиты (700—800 м). Преобладают миндалекаменные разности, образующие массивные потоки; встречаются горизонты аквагенных брекчий, прослои дацитовых лито- и кристаллотуфов, туффигов, пепловых туфов. В верхней части разреза расположены тонкие (50—70 см) пласты известняков (*Spiriferella* sp., *Waagenoceras* sp., *Megousia* sp., *Paramarginifera nativa* Маманков, P_{1k}).

Суджийнский покров образован в основном ультрабазитами. Наиболее широко они распространены в горах Суджийн-Ула, где образуют мощную, погружающуюся к югу под углом 30—40° пластину. Моноклираль осложнена серией складок, вследствие чего образуются тектонические окна, в пределах которых из-под ультрабазитов обнажаются песчаники, микститы и известняки Хецуулинского, Номтулинского и Агуйулинского покровов. На территории МНР Суджийнская пластина сложена почти исключительно серпентинизированными гарцбургитами. Редко встречаются блоки и чешуи верлитов, полосчатого габбро, мас-

сивного среднезернистого габбро. В западной части зоны (к юго-западу от массива Агуй-Ула) габброиды слагают значительные площади в составе рассматриваемого тектонического элемента. Степень меланжирования в общем невелика.

Неоавтохтонный комплекс представлен толщей (300—320 м) красноцветных конгломератов и песчаников. Конгломераты полимиктовые (галька песчаников, туффигов, кварцевых порфиров, фузулинидовых известняков, габбро, серпентинитов), залегают трансгрессивно на породах трех верхних покровов. Красноцветные терригенные отложения, условно относимые к среднему триасу, прорваны телами триасовых гранитов и триасово-юрских трахилипаритов.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Как уже отмечалось, перечисленные выше комплексы пород образуют систему шарьированных преимущественно к северу и северо-западу пластин. Последовательность таких пластин отражает первичное взаиморасположение отвечающих им структурно-формационных зон (рис. 5). Действительно, сравнительно уверенно устанавливаются структурно-фациальные связи отложений южного склона Лугингольского флишевого прогиба с выступом докембрийских пород (автохтон Солонкерской зоны). К югу от этого выступа такие связи (размыв автохтонных серий) намечаются для пермских терригенных отложений Шараулинского покрова. Сходство разрезов Шараулинского, Хецуулинского и Номтулинского покровов показывает, что все они, по крайней мере в поздней перми, принадлежали к единой структурно-формационной зоне. Сложнее обстоит дело с Агуйулинским, Таванским и особенно Суджийнским покровами. Определенно можно утверждать, что совмещение каменноугольно-пермских известняков агуйулинского типа с подстилающими пластинами началось в уфимское время и продолжалось до конца перми. На это указывают состав глыб и возраст микститов в горных массивах Хецу-Ула и Номт-Ула. Первичные же, допозднепермские связи обоих комплексов восстанавливаются в сугубо предположительной форме. На основании сказанного палеотектонический профиль индосинид на территории МНР представляется нам в следующем виде (с севера на юг в современных координатах): Лугингольский флишевый (краевой) прогиб — поднятие (автохтон Солонкерской зоны) — Солонкерский прогиб (Шараулинский, Хецуулинский и Номтулинский покровы). Известняки Агуйулинского и Таванского покровов условно рассматриваются как образования южного обрамления Солонкерского прогиба. Ультрабазиты и габбро Суджийнского покрова — наиболее южный элемент. Имеющиеся у нас данные по территории МНР не позволяют однозначно интерпретировать их тектоническую природу.

Палеотектоническая интерпретация выделяемых структурно-формационных комплексов в общем виде сводится к следующему. Флишевая серия выполняет Лугингольский краевой прогиб, заложившийся в поздней перми на территории Южно-Гобийского микроконтинента и развившийся в связи с продвижением к северу складчатого фронта индосинид Внутренней Монголии. Южнее Лугингольского располагался Солонкерский прогиб. В его пределах различаются две части. В северной (Шараулинский покров) пермские отложения залегают на докембрии, в южной (Хецуулинский и Номтулинский покровы) фундамент не вскрыт. В обеих частях широко распространены вулканиты, слагающие низы пермского разреза. Их средние химические составы приведены в таблице.

Базальты Хецуулинского и нижней пластины Номтулинского покровов относятся к слабо дифференцированной толеитовой серии. На диаграмме *AFM* они попадают в поле толеитовой серии со смещением в сторону щелочей, а при пересчете по методу протонного эквивалента — между толеитовыми базальтами и андезито-базальтами с вертикальным

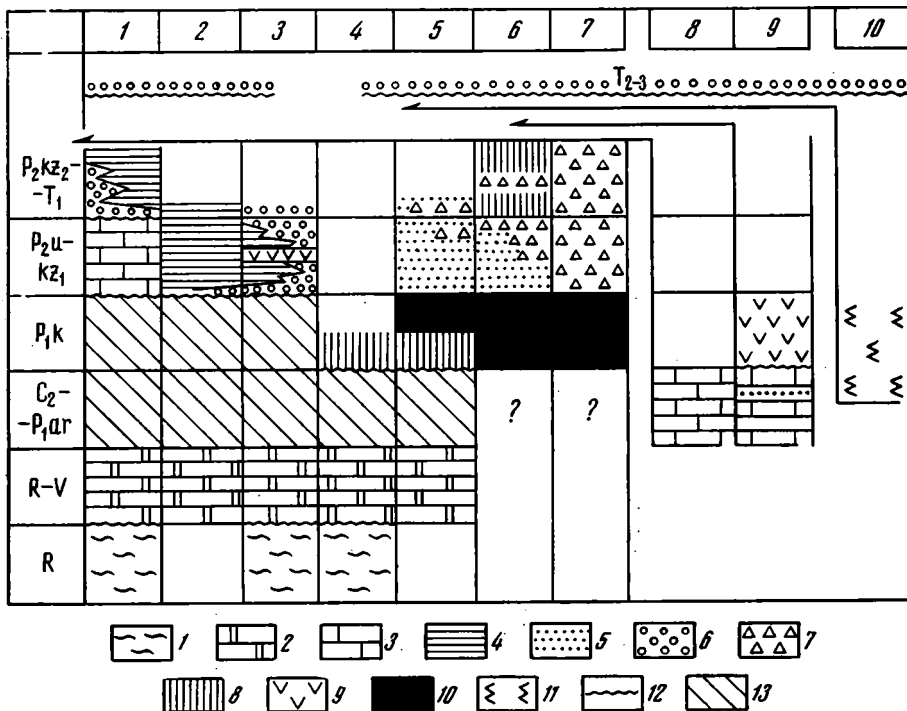


Рис. 5. Схема сопоставления основных формационных комплексов индосинид Монголии 1 — сланцы, гнейсы; 2 — мраморы, кварциты; 3 — известняки; 4 — флиш; 5 — полимиктовые песчаники; 6 — моласса; 7 — микститы; 8 — липариты, дациты, их туфы; 9 — андезит-базальты, андезиты, их туфы; 10 — базальты, яшмы, 11 — ультрабазиты, габбро; 12 — трансгрессивные контакты; 13 — перерывы в осадконакоплении.

Цифрами на схеме обозначены: 1—3 — Лугингольская зона, подзоны: 1 — Булаганская, 2 — Лугингольская, 3 — Джеремская, 4—10 — Солонкерская зона: 4 — автохтон, покровы: 5 — Шараулинский, 6 — Хецуулинский, 7 — Номтулинский, 8 — Агуйулинский, 9 — Таванский, 10 — Суджийский

разносом значений за счет неравномерной спилитизации (рис. 6). По петрохимическим характеристикам выделяются оливиновые базальты ($al' = 0,68-0,75$, $f' = 20-21,3$), мезократовые базальты ($al' = 0,78-1,00$, $f' = 16,7-19,2$) и лейкобазальты ($al' = 1,07-1,50$, $f' = 14,7-16,9$). В целом сходны с ними базальты верхней пластины Номтулинского покрова. Это также породы существенно натровой толеитовой серии. Основное отличие последних заключается в их повышенной суммарной щелочности, равной 4,4—7,0% ($K_2O = 0,6-1,3\%$). Здесь также выделяются отмеченные выше петрохимические типы пород. Высокое содержание TiO_2 (2%), высокий коэффициент окисленности железа, низкое содержание MgO , при высоком FeO^*/MgO (2,3—6) скорее свидетельствуют о генерации магм в пределах океанического вулканического поднятия или зарождающейся энсиматической островной дуги. По содержанию Co , Cr , Ni , Cu , Yb базальты сходны либо с таковыми внутриокеанических вулканических поднятий, либо с породами основания островодужных разрезов. В строении Хецуулинского и Номтулинского покровов не принимают участия породы меланократового основания. Вместе с тем химизм солонкерских базальтоидов указывает скорее на океаническую природу южной части прогиба. Надбазальтовое его выполнение — мощная толща полимиктовых песчаников, ассоциирующих с огромными массами глыбовых микститов. В генетическом отношении это олистостромовые образования, формирующиеся в связи с шарьированием Агуйулинского и Таванского покровов, которое обусловило постепенное отмирание прогиба в поздней перми.

Комплексы пород, слагающие Агуйулинский и Таванский покровы, отнесены к островодужным. Таванские вулканы представлены андезитами, их туфами, а также туфами дацитов и липаритов. Присутствуют

Средний химический состав лав Солонкерской зоны Южной Монголии

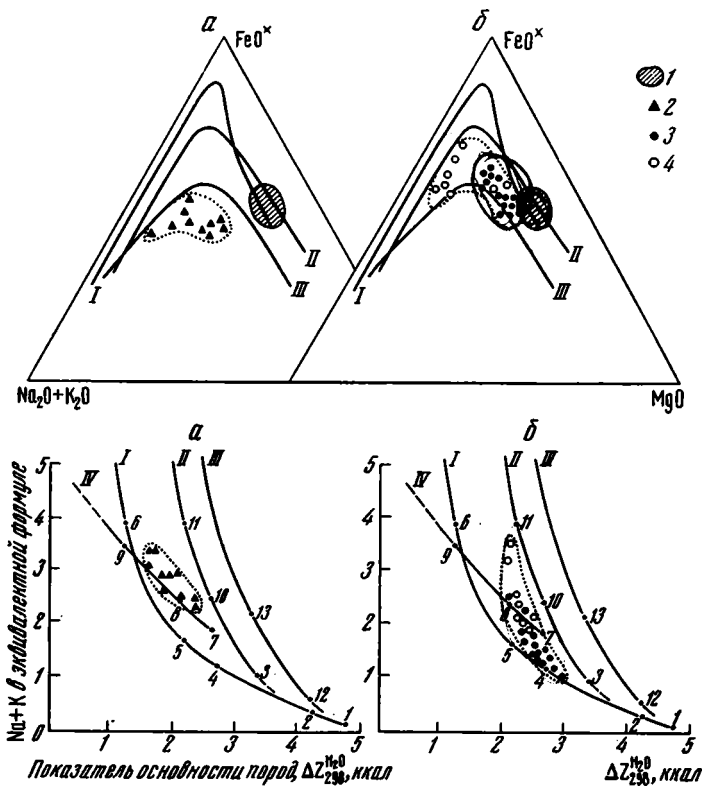
Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,72	49,41	49,81	64,94	57,96
TiO ₂	2,37	2,01	1,03	0,60	1,40
Al ₂ O ₃	14,40	16,18	15,68	15,97	15,10
Fe ₂ O ₃	6,82	8,89	4,89	1,98	8,31
FeO	3,97	2,13	3,85	1,99	1,49
MnO	0,18	0,11	0,17	0,15	0,49
MgO	4,91	2,51	8,53	3,67	2,59
CaO	8,18	7,95	9,30	4,86	4,18
Na ₂ O	3,80	5,03	3,21	3,26	5,42
K ₂ O	0,58	0,99	0,56	0,53	0,61
P ₂ O ₅	0,40	0,60	0,15	0,17	0,17
H ₂ O ⁺	2,01	1,85	3,31	1,88	1,75
H ₂ O ⁻	0,48	0,41			
n	14	8	5	1	4

Примечание. n — количество анализов; 1—3 — базальты: 1 — нижняя Номтулинская пластина, 2 — верхняя Номтулинская пластина, 3 — Хецуулинская пластина; 4 — дациты, Хецуулинская пластина; 5 — андезиты, Таванская пластина.

Анализы выполнены в аналитическом отделе ЦНИГРИ (г. Тула). Аналитики — Давыдова В. А., Дударева Э. С., Гвела В. Н.

вулканомиктовые песчаники и граувакки. В целом рассматриваемый комплекс отложений относится к эффузивно-тефрогенной формации. Последняя обычно характеризуется плохой стратификацией, резкой латеральной изменчивостью, сложными пространственными соотношениями лав и обломочных пород. Андезиты принадлежат толеитовой и известково-щелочной сериям. Это высокоглиноземистые ($al' = 1,1-1,4$) породы натрового ряда (коэффициент натровости у известково-щелочных разностей — 4,1—4,9, толеитовых — до 38), мезократовые ($f' = 13,3-14,8$); отношение $FeO/MgO = 2,0-5,7$ при низких содержаниях MgO (1,58—3,88). Характерно сравнительно высокое содержание TiO₂ (1,24—1,85); коэффициент окисленности железа равен 0,76—0,93, что свидетельствует о большой газонасыщенности при слабой миндалекаменности (CO₂ до 0,5%). Повышенное содержание титана — главное отличие таванских андезитов от молодых островодужных вулканитов. Содержание редких элементов (за исключением Zr и Sr) указывает на их потерю по сравнению с базальтами СОХ в результате кристаллизационной дифференциации расплава и прохождения последнего через консолидированную кору растущего поднятия. Пространственная связь вулканитов с органогенными известняками подтверждает существование такого поднятия в позднем карбоне и ранней перми. Олестостромовый комплекс соответствует северному склону дуги, а агуйулинские известняки — верхней ее террасе.

Как уже отмечалось, ультрабазиты и габбро Суджийнского покрова образуют верхний элемент пакета пластин, располагавшийся к югу от островной дуги. Палеотектоническая его интерпретация затруднительна из-за фрагментарности фактического материала по сопредельным районам КНР, вследствие чего возможны две альтернативные модели такой интерпретации. Согласно первой, базиты южной части Солонкерского прогиба маркируют реликтовую структуру Внутренне-Монгольского палеоокеана, а ультрабазиты и габбро являются шарьированным блоком литосферы располагавшегося южнее краевого моря. В этом случае формирование микститов хорошо увязывается с пододвиганием океанической литосферы под Таванскую островную дугу (субдуктивные соотношения). Вторая модель противоположна первой; Солонкерский прогиб — задуговой бассейн, располагавшийся между Южно-Гобийским микроконтинентом и островной дугой, а Суджийнский покров — блок литосферы палеоокеана, шарьированный на островную дугу (обдуктивные соотношения). Обе схемы имеют право на существование. Мы, однако, отдаем предпочтение второй. Следует учитывать, что накопление островодужных вулканитов происходило в ранней перми (верхняя часть



Жис. 6. Петрохимическая характеристика вулканитов Солонкерской зоны (а — таванакские андезиты, б — номтулинские базальты)

1 — базальты срединно-океанических хребтов; 2 — таванакские андезиты; 3—4 — номтулинские базальты: 3 — нижней, 4 — верхней пластины.

На диаграммах AFM: I — тренд дифференциации Скергаардского интрузива, II — тренд дифференциации базальтов Гавайского архипелага, III — длина раздела толеитовой и известково-щелочной серий.

На диаграммах магматических серий: I — толеит-базальтовая, II — щелочно-трахитовая, III — фонолитовая, IV — липарит-андезитовая серии. Главнейшие породы: 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — пикриты, 4 — пижонитовые (толеитовые) базальты, 5 — исландиты, 6 — щелочные граниты и пантеллериты, 7 — гиперстеновые базальты и габбро, 8 — андезиты и кварцевые диориты, 9 — нормальные граниты и липариты, 10 — щелочные базальты, 11 — трахибазальты, 12 — меймечиты, 13 — базаниты

их разреза имеет кунгурский возраст), а возможно, и в позднем карбоне, что предполагает существование синхронной зрелой океанической коры. Солонкерский же прогиб возник вдоль южной окраины Южно-Гобийского микроконтинента только в кунгурское или даже раннеуфимское время, что позволяет рассматривать его лишь как новообразованную задуговую структуру.

Тектоническое развитие индосинид Монголии сводится к следующему. В карбоне и ранней перми здесь располагался палеоокеан. В позднем карбоне вдоль северного его края формируется Таванская островная дуга, просуществовавшая до начала поздней перми. В кунгуре на стыке островной дуги и Южно-Гобийского микроконтинента закладывается Солонкерский задуговый прогиб, образование которого сопровождалось дроблением микроконтинента (рой диабазовых даек в автохтоне), раздвигом и излиянием базальтов. Континентальная коллизия начинается в уфимское время. Она приводит к шарьированию островодужных серий в пределы задугового бассейна. Начало этого процесса фиксируется сменой в разрезе вулканогенно-кремнистых отложений полимиктовыми песчаниками и появлением первых глыбовых микститов. Шарьирование Агуйулинского, Таванского и Суджийнского покровов продолжалось в казанский и татарский века. По внешней периферии индосинид в это время формируется Лугингольский краевой прогиб.

В раннем триасе коллизийные процессы продвигаются к северу. Толщи, выполняющие Солонкерский прогиб, дали начало нижним покровам (Шараулинскому, Хецуулинскому и Номтулинскому), надвинутым в пределы Южно-Гобийского микроконтинента. Триасовые покровы перекрыли не только автохтонное поднятие, но и флишевый прогиб. Минимальная видимая амплитуда шарьирования равна 37—40 км. Неисключено, однако, что в пределах варисцид Цаганулинской подзоны в 50—70 км севернее современного фронта солонкерских покровов сохранились их останцы (горы Долайн-Ух-Обо, Толийн-Ула, Их-Ула и др.), образованные песчаниками и каменноугольно-пермскими фузулиновыми известняками агуйлинского типа (см. рис. 3). Они образуют серию блоков, расположенных в полосе развития каменноугольно-пермских пород окраинно-континентального вулканоплутонического комплекса [5, 13]. Если это действительно так, то следует признать, что наряду с формированием в раннем триасе флишевых покровов происходило продвижение на север Солонкерского аллохтона, что предполагает существенную переработку варисской структуры в раннем триасе [11].

Кратко остановимся на положении индосинид Внутренней Монголии в региональной структуре Центральной Азии. Здесь выделяются два складчатых пояса [1]. Южный протягивается из Юго-Восточной Азии в Центральный Китай (Саньпан-Ганси и Западный Циньлин) и далее вдоль Куньлуна на Северный Памир и Дарваз. Этот пояс располагался между Гондваной и Катазией. По крайней мере для памирской его части показано [7], что он сформировался на месте серии прогибов с корой океанического типа, возникших в раннем карбоне в результате рифтинга северного края Гондваны. Северный пояс, который включает покровно-складчатое сооружение Внутренней Монголии, располагался между Катазией и варисским континентом Северной Евразии. По-видимому, его западным продолжением являются структуры Южного Гиссара. Сложной проблемой остается соотношение варисских и индосинидских структур. Считается, что складчатая область Южной Монголии и Северного Китая включает зоны докембрийской (800—600 млн. лет), каледонской и варисской консолидации. Вдоль северного края Китайской платформы расположена каледонская офиолитовая сутура (зона Ундурмяо), включающая базальты кембрия — тремадока и раннепалеозойский островодужный комплекс (Хе Гоци, устное сообщение). Моласса здесь силурийская. Вместе с тем отмечается развитие верхнепалеозойских отложений, аналогичных таковым в Солонкерской зоне. Отмечается также присутствие во Внутренней Монголии, Бей-Шане и Китайском Тянь-Шане каменноугольных офиолитов (например, зона Джерагатак в Хемн-Турфанском районе), пространственно связанных с островодужными сериями перми. И те, и другие, по-видимому, приурочены к сутуре Айби-Суолунь, которая интерпретируется как конвергентная зона поглощения, разделяющая окраины Сибирско-Монгольского (Северо-Азиатского) и Китайского (Катазиатского) континентов [14].

Сказанное позволяет обосновать существование позднепалеозойской Внутренне-Монгольской океанической структуры. В карбоне вдоль северной ее периферии возникает островная дуга, а еще севернее, в пределах Южно-Гобийского микроконтинента, — краевой вулканоплутонический пояс [5]. Это предполагает погружение океанической литосферы к северу (под микроконтинент) на фоне общего сужения структуры [4]. Наши данные по Солонкерскому прогибу позволяют рассматривать Внутренне-Монгольский палеоокеан как наложенную структуру, возникшую в результате рифтинга Южно-Гобийского континентального массива и просуществовавшую до кунгура, когда начавшаяся коллизия Южно-Гобийского и Китайского континентов обусловила образование индосинийского покровно-складчатого сооружения. Неавтохтонные среднетриасовая моласса и триасово-юрский вулканоплутонический комплекс фиксируют время завершения формирования мезозойской континентальной коры.

ВЫВОДЫ

Заканчивая характеристику геологического строения индосинид Внутренней Монголии, отметим следующие основные положения.

1. Покровно-складчатое сооружение Внутренней Монголии относится к северному поясу индосинид Центральной Азии, который представляет собой гигантскую коллизийную структуру, располагавшуюся между Северо-Азиатским и Китайским (Катазиатским) континентальными массивами.

2. Выделяемые на территории МНР Лугингольская и Солонкерская зоны — пакет тектонических пластин, сформировавшийся в поздней перми — раннем триасе. Здесь вторично совмещены в основном верхнепалеозойские структурно-формационные комплексы, соответствующие таким элементам, как эпиконтинентальный краевой прогиб, краевое континентальное поднятие, задуговой прогиб, островная дуга.

3. Тектоническое развитие индосинид Внутренней Монголии обусловлено тремя процессами: раскрытием палеоокеана в результате рифтинга Центрально-Азиатского варисского континента в карбоне, образованием аккреционной системы вдоль северной периферии палеоокеана (формирование островной дуги и задугового бассейна, $C_3—P_1$), континентальной коллизией (постепенное закрытие палеоокеана, возникновение системы покровов, обдуцированных на край Южно-Гобийского микроконтинента и параллельное развитие краевого прогиба и флишевых покровов, $P_2—T_1$). Орогенный комплекс сформировался здесь в триасово-юрское время.

Список литературы

1. Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А. Индосиниды Евразии//Геотектоника. 1985. № 6. С. 21—42.
2. Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии//Геотектоника. 1970. № 5. С. 12—25.
3. Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжим Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен//Геотектоника. 1975. № 4. С. 28—44.
4. Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии)//Геотектоника. 1983. № 6. С. 13—29.
5. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 379 с.
6. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
7. Поспелов И. И. Формации и тектоническое развитие поздних варисид Южной Тянь-Шаня и Северного Памира//Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 149—178.
8. Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса//Геотектоника. 1985. № 6. С. 19—34.
9. Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии//Геотектоника. 1985. № 4. С. 28—40.
10. Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А., Шаркова Т. Т. Формации и структуры варисид Южной Монголии//Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101—137.
11. Руженцев С. В., Бадарч Г. Элгенулинская антиформа (Южная Гоби. МНР)//Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 4. С. 929—933.
12. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 119 с.
13. Ярмолюк В. В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 134 с.
14. Jang Zunyi, Cheng Yuqi, Wang Hongzhen. The geology of China. Oxford: Oxford monographs on geology and geophysics, 1986. № 3. 303 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;

Поступила в редакцию
26.XI.1988

УДК 551.241

©

ЛОБКОВСКИЙ Л. И., ХАИН В. Е.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПАССИВНЫХ ОКРАИН И РИФТОВЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ

Рассматриваются некоторые особенности строения и развития пассивных окраин континентов: существование параллельных или краевых поднятий, расположенных в тылу этих поднятий рифтовых систем, возможность откалывания вдоль этих систем пластин континентальной коры, превращающихся в микроконтиненты. Предлагается универсальное объяснение этих особенностей, основанное на концепции двухъярусной тектоники плит, в которой нижняя часть коры, заключенная между жесткими и хрупкими ее верхней частью и литосферной мантией, рассматривается как пластичная, способная к перетеканию, выжиманию и нагнетанию. Выжимание коры из-под пассивных окраин позволяет объяснить и появление ее «языков» в пределах континентальных склонов и подножий.

Общие закономерности строения и развития пассивных континентальных окраин ныне хорошо известны и получили удовлетворительное объяснение в рамках теории тектоники литосферных плит. Однако остались недостаточно освещенными и тем более истолкованными некоторые их особенности, относительно второстепенные с глобальных позиций, но достаточно важные с региональных. Треть из них посвящена настоящей работе.

Первая из этих особенностей заключается в том, что на многих современных пассивных окраинах в пределах суши параллельно краям континентов протягиваются приподнятые зоны, выраженные в рельефе горными хребтами или нагорьями высотой до 2—3 км. Примеры таких поднятий достаточно многочисленны, особенно в пределах южной, гондванской, группы континентов, где наиболее показательны Южная Африка и Индостан, отчасти Австралия и восток Южной Америки (рис. 1). Но они характерны и для северных континентов — упомянем Аппалачи и горы восточного Лабрадора, Скандинавские горы по обе стороны Атлантики.

Эта особенность пассивных окраин уже обращала на себя внимание как геологов [11], так и геоморфологов [2, 9], но не получила пока тектонического и геофизического объяснения. Геоморфолог К. Оллиер [15] ссылается на работу Т. Мак-Гетчина и др., в которой приведено 14 (!) возможных механизмов образования этих поднятий.

Если бы они росли синхронно с начальным рифтогенезом континентов, их можно было бы связывать с обычным при рифтообразовании подъемом плечей рифтового грабена вследствие взаимодействия коры с подступившей к ней линзой аномальной мантии [3]. Но все современные поднятия такого рода являются молодыми, возникшими на неотектоническом этапе, намного позднее вступления прилегающих океанов в зрелую стадию развития и на значительном удалении от современных осей спрединга. Конечно, можно допустить, и в ряде случаев это подтверждается, что мы имеем здесь дело с возрожденными поднятиями (таковы Аппалачи, Скандинавские горы, Австралийские Альпы, Восточные Гаты), но, во-первых, сам факт их возрождения после большого перерыва, иногда в сотни млн. лет, все равно требует объяснения и, во-вторых, обычно наблюдается неполное соответствие молодых и древних горных сооружений как по протяженности, так, иногда, и по простиранью (Австралийские Альпы).

В морфологии многих из названных поднятий наблюдается одна любопытная деталь — они асимметричны, их пологий склон обращен внутрь континента, крутой — к океану (см. рис. 1). Последний часто осложнен эскарпами, к которым приурочены водопады («линии водопадов» в Южной Африке, Индии, Северной Америке). Пологие склоны поднятий, занимающих противоположные края континентов, переходят в склоны внутриконтинентальных бассейнов — синеклиз. Это особенно ярко проявлено в Южной Африке, вдоль оси которой простираются синеклизы Конго, Окованго, Калахари, Кару, причем любопытно, что последняя испытала инверсию и превратилась в высокое плато, очевидно, в результате слияния поднятий западного и восточного краев субконтинента. Нечто подобное происходит и на южном окончании Индостанского субконтинента. Перечисленные выше синеклизы Южной Африки развивались длительно — впадина Конго возникла, хоть и в несколько других очертаниях, еще в рифее, Калахари и Кару — в позднем палеозое, но на новейшем, позднекайнозойском, этапе все они, кроме Кару, возобновили опускания после большего или меньшего перерыва.

Вторая особенность многих пассивных континентальных окраин состоит в том, что в тылу ряда из только что отмеченных краевых поднятий параллельно им и, следовательно, параллельно краям континентов и осями спрединга прилегающих океанов простираются протяженные рифтовые системы (рис. 2). Такова система рифтов Св. Лаврентия — Миссисипи в Северной Америке, параллельная Аппалачам, Западно-Европейская рифтовая система, протягивающаяся из Северного моря в Нижнерейнский и Верхнерейнский грабены, грабены Сены и Роны и находящая продолжение в Средиземном море (Тунисский пролив, грабены в районе Пантеллерии и Мальты) и далее в Африке, вплоть до вершины Гвинейского залива¹. К той же категории относится по существу Восточно-Африканская рифтовая система, особенно ее восточная рифтовая зона, и Восточно-Азиатская система от Анадырского залива до оз. Дунтинху в Южном Китае. Последняя находится уже в пределах активной окраины Азиатского континента, но эта окраина содержит в своем тылу достаточно широкий «пассивный элемент», представленный шельфами Охотского, Желтого, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей.

Можно заметить, что эти тыловые рифтовые системы развивались достаточно длительно. Многие их звенья возникли в мезозое и некоторые к позднему кайнозою даже прекратили активное развитие, но все-таки их современная сейсмичность свидетельствует о неполном угасании этой активности.

Аналоги подобных рифтовых систем известны и в более отдаленном, чем мезозой и кайнозой, геологическом прошлом. К ним по существу



Рис. 1. Подобие крупных морфотектонических форм для разных континентов (по [15])

¹ Африканский участок, продолжающий Западно-Европейскую рифтовую систему вплоть до Гвинейского залива, нельзя относить к пассивным окраинам. Его происхождение мы связываем с «независимым» рифтогенезом, развивающимся в подкоровой части литосферы — нижнем ярусе двухъярусной плитотектонической системы [7].

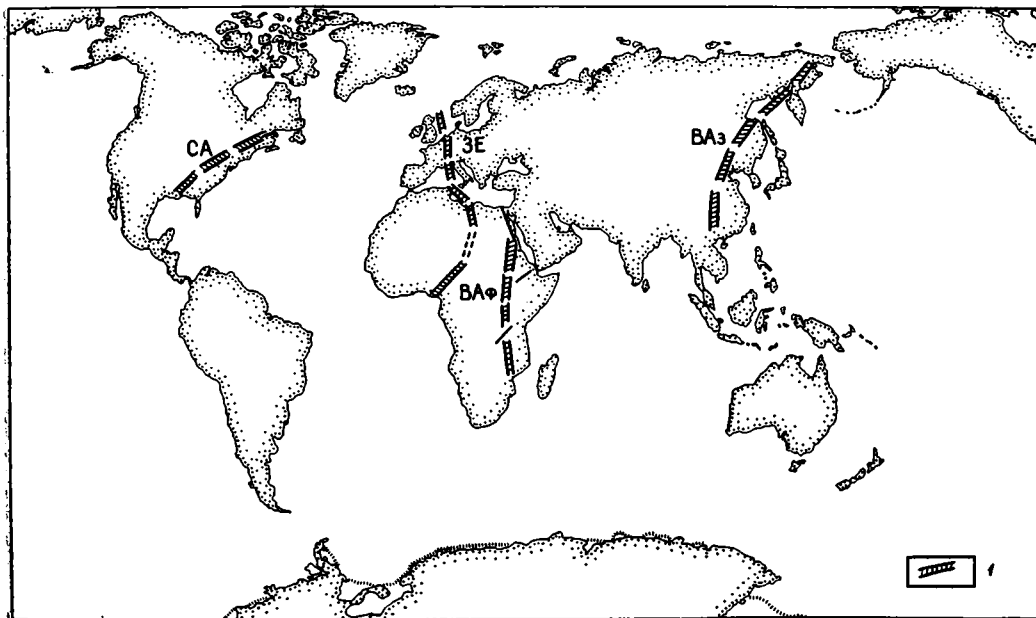


Рис. 2. Главные молодые рифтовые системы континентов СА — Северо-Американская, ЗЕ — Западно-Европейская, ВАФ — Восточно-Африканская, ВАз — Восточно-Азиатская. 1 — рифтовые системы

принадлежат Припятско-Днепровско-Донецкая и Беломорско-Каспийская рифтовые системы, параллельные соответственно южному и восточному краям палеозойского Восточно-Европейского континента.

Насколько нам известно, попыток объяснить происхождение подобных рифтовых систем не предпринималось, дело ограничивалось констатацией их существования [10].

Третья особенность пассивных континентальных окраин касается конкретного развития северной окраины суперконтинента Гондваны в фанерозое. Ряд исследователей [4, 10] подметили, что от этой окраины на всем протяжении от современной Атлантики до Тихого океана последовательно откалывались крупные глыбы континентальной коры с образованием в их тылу новых осей спрединга и океанских пространств, с перемещением этих глыб-микроконтинентов к северу, их коллизией с северными континентами: Лавразией, Балтикой (позднее Лаврусией), Ангаридой, впоследствии Евразией в целом — и, в конечном счете, причленении к этим континентам. Такими микроконтинентами являлись на западе Авалония, Арморика, Адрия, далее в востoku — Анатолия, Иран, Афганистан, Тибет, Синобирмания, вероятно, Индосиния и севернее, возможно, Тувино-Монгольский микроконтинент. Именно с этим процессом следует связывать скачкообразное смещение к югу позднепалеозойско-раннемезозойского Мезотетиса по отношению к ранне- и среднепалеозойскому Палеотетису, мезозойско-кайнозойского Неотетиса по отношению к Мезотетису (рис. 3).

Довольно легко видеть, что этот процесс, также не нашедший пока удовлетворительного объяснения, может являться логическим продолжением отмеченной выше второй особенности строения и развития пассивных окраин. Действительно, тыльные внутриконтинентальные рифтовые системы могут перерастать в ходе дальнейшего развития в межконтинентальные, а затем и океанские, отделяя от основного континентального массива микроконтинентальные глыбы, испытывающие затем самостоятельное перемещение. По существу это и привело к образованию таких окраинных морей, как Тасманово и Коралловое, к отделению микроконтинента Лорд-Хау. Сходный процесс идет в Восточно-Китайском и Охотском морях. Активность африканского продолжения Западно-Европейской рифтовой системы чуть не привела в позднем мелу —

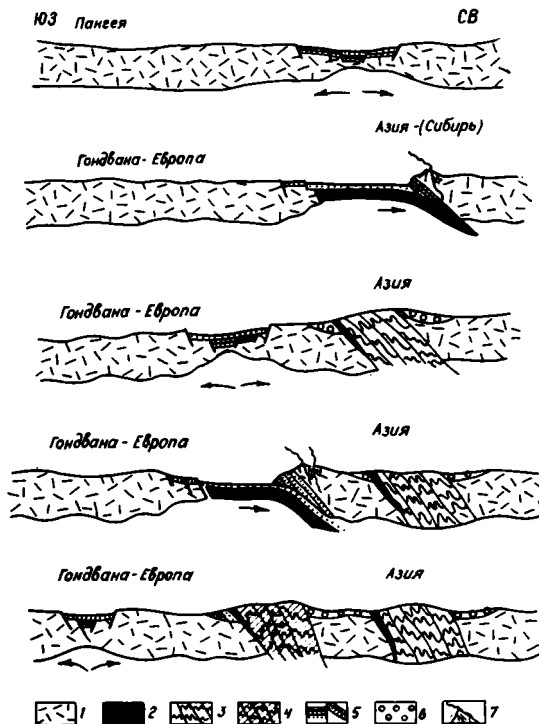


Рис. 3. Принципиальная схема развития Урало-Охотского и Средиземно-морского геосинклинальных поясов (по [10])

1 — континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — складчатое сооружение первой генерации; 4 — то же, второй генерации; 5 — осадки: грабеновой стадии (а), аккреционной призмы (б); 6 — молассы; 7 — краевой вулканоплутонический пояс

раннем палеогене к отделению Западной Африки от основного тела Африканского континента, а дальнейшее развитие Восточно-Африканской системы угрожает отделением от него Сомалийской субплиты.

Таким образом, все три охарактеризованные выше особенности развития пассивных окраин континентов сопряжены одна с другой и представляют собой проявления одного процесса, разные его стадии и степени. Следовательно, в их основе должен лежать какой-то один механизм. Как нам представляется, этим механизмом может быть двухмасштабная двухъярусная тектоника плит, обоснованная одним из авторов настоящей статьи [6, 7].

Концепция двухъярусной тектоники плит основывается на детальной картине реологической стратификации литосферы, которая стала отчетливо вырисовываться в последние годы благодаря значительному прогрессу, достигнутому в экспериментальном изучении реологических свойств горных пород в различных РТ-условиях [12, 13, 16]. Наиболее общей и характерной особенностью данной картины оказалось наличие внутри литосферы относительно малопрочного и высокопластичного астенослоя, приуроченного к нижней части континентальной коры. Эта особенность хорошо видна на профиле обобщенной прочности континентальной литосферы (рис. 4), построенном по экспериментальным данным по реологии горных пород (по [16] с изменениями)

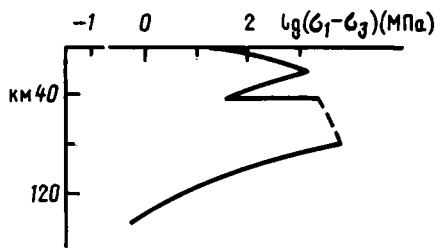


Рис. 4. Профиль обобщенной прочности «холодной» континентальной литосферы, построенный по экспериментальным данным по реологии горных пород (по [16] с изменениями)

гранитного состава мощностью ~40 км и перидотитовой мантии, находящейся в условиях «холодного» геотермического режима, характерного для областей докембрийских кратонов. Очевидно, что установленный по экспериментальным данным коровой астенослой, имеющий повсеместное распространение (в океанических регионах он совпадает с пластичным серпентинитовым слоем верхов мантии), должен играть в глобальной тектонике и геодинамике роль, аналогичную астеносфере. Это положение было исходным при разработке концепции двухъярусной тектоники плит [6, 7], которую следует рассматривать как обобщение и дальнейшее развитие классической теории тектоники литосферных плит. В работе [7] были показаны важные приложения нового подхода к некоторым проблемам коллизийной геодинамики, в частности разработаны принципы «двухъярусно-микроплитного» анализа взаимодействия коровых и литосферных (мантийных) плит, предложен новый механизм утолщения коры и изостатического подъема территории (т. е. горообразования) за счет нагнетания вязкопластического вещества нижнего слоя коры в окрестность внутриконтинентальной зоны субдукции и т. д. Проанализируем теперь, исходя из концепции двухъярусной тектоники плит, отмеченные выше особенности строения и развития пассивных окраин континентов.

Как известно, структура пассивных континентальных окраин закладывается еще на стадиях континентального рифтогенеза. Поэтому анализ проблемы логично начать с рассмотрения механизма континентального рифтогенеза. В соответствии с общей методологией двухъярусной тектоники плит будем считать, что в первом приближении процесс континентального рифтогенеза определяется взаимодействием четырех основных слоев коры и верхней мантии, различающихся между собой реологическими свойствами. Это следующие слои: верхний квазижесткий относительно прочный и хрупкий слой континентальной коры мощностью ~10—20 км; он подстилается малопрочным вязкопластичным слоем континентальной коры мощностью ~20—30 км; ниже расположен более прочный и жесткий слой мантийной части литосферы толщиной 40—80 км; под ним залегает высокопластичный астеносферный слой толщиной ~100 км. Аналогичная реологическая стратификация литосферы была принята в работе [8].

На стадии континентального рифтогенеза происходит накопление аномальной мантии (т. е. наиболее легкого вещества астеносферы, в максимальной степени подверженного частичному плавлению) под подошвой литосферы и прорыв определенной порции ее вещества на коровой ярус геодинамической системы (мантийный диапиризм). В результате возникает типичная двухъярусная структура континентального рифтогенеза, включающая наряду с коровой и мантийной астеносферами (имеющими, как уже отмечалось, повсеместное распространение) верхнюю подкоровую и нижнюю подлитосферную линзы аномальной мантии (рис. 5, а). При этом верхняя подкоровая линза аномальной мантии имеет горизонтальные размеры порядка нескольких десятков (или первых сотен) километров, а нижняя подлитосферная — сотен и даже (в процессе спрединга) тысяч километров. Диапирный прорыв аномальной мантии на коровой ярус системы (подготавливаемый предварительным растяжением литосферы, о чем речь пойдет ниже) приводит к утонению нижнего пластичного слоя коры в результате оттока его вещества в стороны от центра прорыва. Неизбежным следствием такого утонения и оттока вещества нижней коры являются процессы изостатического погружения и растяжения верхнего хрупкого слоя, которые формируют структуру рифтовой зоны. Отток материала нижней коры от центра компенсируется его нагнетанием в периферические области рифта, что вкуче с растеканием в стороны подкоровой аномальной мантии будет приводить к изостатическому подъему плечей рифта (см. рис. 5, а).

Образование рифтовых структур, как известно, сопровождается следственным вулканизмом бимодального типа с определенной направ-

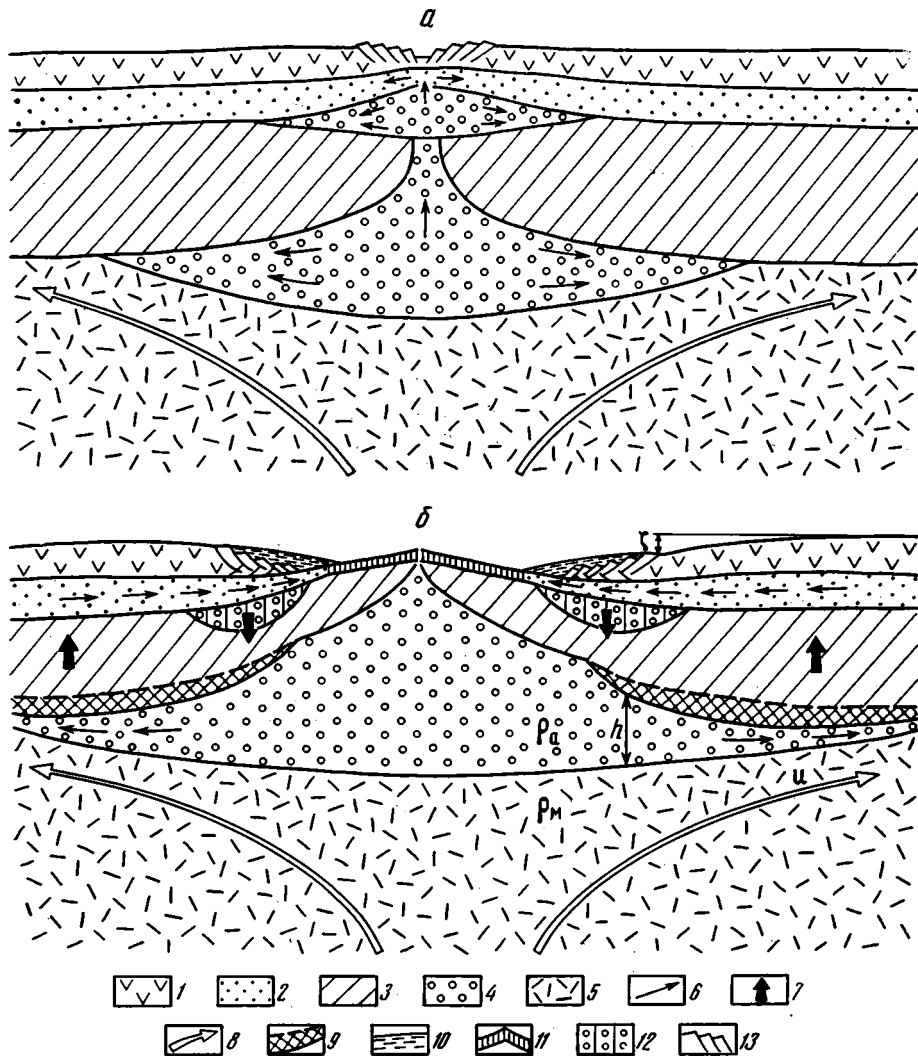


Рис. 5. Механизм формирования пассивных континентальных окраин: а — начальная стадия континентального рифтогенеза, б — зрелая стадия спрединга. 1, 2 — слои континентальной коры: 1 — верхний хрупкий, 2 — нижний вязкопластичный; 3 — квазижесткая часть подкоревой литосферы; 4 — аномальная мантия (разогретая астеносфера); 5 — нормальная мантия (астеносфера); 6 — течение вещества в аномальной мантии и нижней коре; 7 — вертикальные смещения литосферы; 8 — конвективные течения в мантии; 9 — область термической эрозии (подплавления) у подошвы литосферы; 10 — осадки. Буквы, приведенные на рис., расшифрованы в тексте статьи; 11 — океаническая кора; 12 — охлажденные подкорковые линзы аномальной мантии; 13 — литрические сбросы

ленностью развития от ультращелочных продуктов к щелочным базальтам и риолитам и далее к базальтам переходного типа и толеитам [3]. Такой сложный характер вулканизма обусловлен одновременно идущими процессами выплавки базальтовых расплавов из линзы аномальной мантии и плавлением пород нижней части континентальной коры.

Таким образом, формирование и развитие структур континентального рифта определяются в основном динамикой верхнего яруса системы, т. е. взаимодействием подкоревой линзы аномальной мантии с нижним слоем коры, приводящим к его утонению и оттоку вещества в стороны от оси рифта, опусканию и растяжению верхнего хрупкого слоя коры, растеканию самой линзы, воздыманию плечей рифта и т. д. Нижний ярус системы, включая подлитосферную аномальную мантию, играет менее важную роль на этой стадии рифтогенеза, хотя именно подлито-

сферная линза аномальной мантии обуславливает региональное сводовое поднятие территории и является питающим резервуаром для верхней подкорковой линзы.

Стадия континентального рифтогенеза заканчивается предельным утонением пластичного слоя (вплоть до его полного вырождения) и разрывом верхнего хрупкого слоя, также существенно утоненного к этому моменту благодаря развитию в нем системы листрических сбросов [3, 14]. После этого наступает фаза спрединга, при которой разделенные участки пассивных окраин континентов отодвигаются один от другого, претерпевая дальнейшую эволюцию.

На эту эволюцию влияет несколько факторов, из которых наиболее исследованным является вертикальное погружение пассивных окраин за счет, во-первых, остывания и уплотнения вещества подкорковой линзы аномальной мантии [1] и, во-вторых, благодаря утолщению и остыванию самой океанической литосферы [7] в зоне пассивной окраины. Опусканию фундамента пассивной окраины континента способствует также дополнительная нагрузка быстро накапливающейся здесь осадочной толщи (см. рис. 5, б).

Кроме механизма вертикального погружения пассивных континентальных окраин в пределах этих переходных зон от океанов к континентам развиваются и другие процессы, связанные с разнонаправленными горизонтальными движениями геосреды на верхнем и нижнем уровнях описанной двухъярусной геодинамической системы. В нижнем ярусе основное значение имеет растекание крупной линзы подлитосферной аномальной мантии в стороны от оси спредингового хребта (которое может сопровождаться ее «растаскиванием» конвективными течениями). В результате развития такого процесса материал нижней аномальной мантии будет подтекать под края континентов, вызывая их изостатическое поднятие (см. рис. 5, б). Именно с этим процессом, по всей видимости, связано образование протяженных и широких валов на пассивных континентальных окраинах, которое по времени сдвинуто относительно начала спрединга на величину порядка 100 млн. лет. (Другим механизмом, также приводящим к континентальным поднятиям, является термическая «эрозия» подошвы литосферы, см. рис. 5, б.)

Рассмотрим кратко количественную сторону вопроса. Пусть по предположению среда аномальной мантии является однородной изотермичной ньютоновской жидкостью с постоянной вязкостью. Слой аномальной мантии подстилается «нормальной» астеносферой, вязкость которой намного больше вязкости аномальной мантии. Предполагается, что перекрывающая литосфера нерастяжима в горизонтальном направлении, а ее вертикальные смещения подчиняются обычному условию изостазии. При этих предположениях эволюция безграничного неоднородного по мощности слоя аномальной мантии описывается уравнением [1, 5, 7]:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{(\rho_m - \rho_a) \rho_a g}{12\rho_m \eta_a} \operatorname{div} (h^3 \operatorname{grad} h) - \frac{1}{2} \operatorname{div} (u h), \quad (1)$$

где h — толщина слоя аномальной мантии; ρ_m , ρ_a — плотность соответственно нормальной и аномальной мантии; η_a — вязкость аномальной мантии; u — скорость среды на подошве аномальной мантии относительно литосферы; g — ускорение силы тяжести. Мы здесь предполагаем, что раздвижение континентов происходит в основном благодаря их вязкому сцеплению с горизонтальными конвективными потоками нормальной мантии (астеносферы), вязкость которой составляет $\sim 10^{20}$ П (см. рис. 5, а).

Решение нелинейного уравнения (1) может быть получено (для тех или иных граничных условий) численным путем. Однако нетрудно провести оценку некоторых определяющих параметров с помощью размерностного анализа, исходя из сравнения разных членов уравнения (1). В частности, можно оценить характерное время t^* распространения фронта аномальной мантии относительно литосферы на заданное рас-

стояние L в горизонтальном направлении. Пренебрегая влиянием конвективных течений в мантии, из (1) получим соотношение [1, 7]

$$t^* \simeq \frac{12\rho_m\eta_a L^3}{(\rho_m - \rho_a)\rho_a g h^3} \quad (2)$$

Характерные значения входящих в (2) параметров следующие: $\rho_m - \rho_a = 0,1$ г/см³; $L = 1000$ км; толщина h подтекающей под материк аномальной мантии определяется из соотношения изостазии $h = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_a} \zeta$

где ζ — амплитуда поднятия на пассивной окраине; при $\zeta = 1,5-2$ км, $\rho_m = 3,4$ г/см³, $h = 40-50$ км; вязкость аномальной мантии, по-видимому, имеет порядок $\eta_a \simeq 10^{10}$ П. Подставляя указанные значения параметров в формулу (2), получим $t^* \simeq 30$ млн. лет. Эта грубая оценка показывает, что подтекание аномальной мантии под край континента, вызывающее его изостатическое поднятие (так же, как и процесс утонения литосферы за счет ее термической эрозии), происходит за время порядка нескольких десятков или первых сотен млн. лет (поскольку реальное время подтекания может существенно увеличиться вследствие неучтенного в данном анализе эффекта сопротивления более вязкой подлитосферной мантии континента продвигающемуся фронту аномальной мантии). Отсюда следует, что процесс растекания аномальной мантии в нижнем ярусе системы, приводящий к подъему краевых частей пассивной окраины континента, значительно запаздывает по отношению к аналогичному процессу растекания линзы аномальной мантии (и оттоку нижней коры) в верхнем ярусе, с которым связано утонение коры, образование рифтовых структур опускания и растяжения в центре и подъем плечей рифта на его периферии (см. рис. 5, а). Из формулы (2) вытекает, кстати, что процесс растекания подкоревой аномальной мантии происходит чрезвычайно быстро: распространение фронта ее вещества на расстояние $L = 100$ км происходит за время $t = 0,1-1$ млн. лет. При этом формирование рифтовых структур (центральных грабенов, периферических поднятий) идет благодаря более медленному течению вещества нижней коры, обладающему заметно большей вязкостью $\simeq 10^{20}$ П, чем вязкость аномальной мантии $\eta_a \simeq 10^{18}-10^{19}$ П.

Следовательно, для прогрессивного развития континентального рифтогенеза необходима обязательная подпитка верхней линзы аномальной мантии материалом, поступающим из нижнего яруса системы. Причем эта подпитка может происходить неравномерно, отдельными порциями, что будет обуславливать импульсный режим рифтогенеза.

В рассматриваемой схеме находит естественное объяснение асимметричный характер поднятий на пассивных окраинах (см. рис. 1). Действительно, поскольку предполагается, что эти поднятия вызваны односторонним подтеканием аномальной мантии под материк со стороны океана, то мощность последней должна быть максимальной на краю континента и монотонно уменьшаться в сторону его внутренних частей (см. рис. 5, б). Условие изостазии диктует точно такой же асимметричный закон изменения величины поднятия ζ (см. рис. 1).

Таким образом, на зрелой спрединговой стадии эволюции пассивной окраины континента она испытывает противоположные по знаку и разномасштабные вертикальные движения: 1) плавное поднятие в виде широкого краевого вала за счет подтекания нижнеярусной аномальной мантии под материк и 2) достаточно резкое погружение большой амплитуды, происходящее в значительно более узкой полосе, в основном благодаря остыванию и уплотнению материала верхней аномальной мантии, возможно, сопровождаемому фазовыми переходами типа базальт \rightarrow эклогит [1] (см. рис. 5, б).

Рассмотренные два ведущих процесса, однако, не определяют полностью эволюцию пассивной континентальной окраины, в пределах которой, согласно представлениям двухъярусной тектоники плит, должен развиваться еще один геодинамический процесс, сильно влияющий на

эту эволюцию. Речь идет о течении в нижнем пластичном слое коры континентальной окраины на спрединговой стадии ее эволюции. Такое течение в направлении от континента в сторону океана начинает развиваться с момента раскола континентальной коры в результате резкого нарушения ее структуры. В самом деле, выше отмечалось, что к моменту раскола континентальная кора в рифтовой зоне значительно утонена, причем утонение присущее как верхнему (хрупкому), так и нижнему (пластичному) слоям. Когда континенты начинают расходиться, сильно утоненная континентальная кора на их краях оказывается в условиях резко нескомпенсированных горизонтальных нагрузок, под действием которых ее нижний пластичный слой начинает выжиматься в сторону океана (см. рис. 5, б).

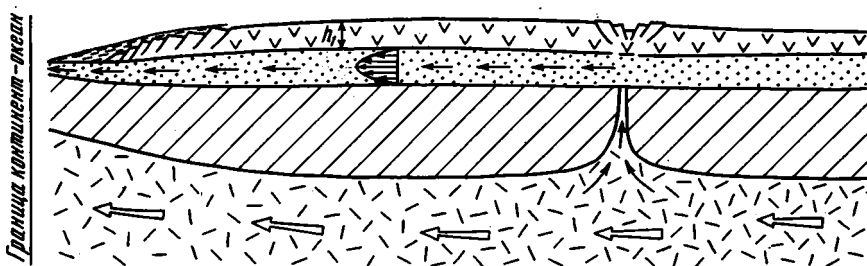


Рис. 6. Механизм окраинно-континентального рифтогенеза и отторжения блоков литосферы на пассивной континентальной окраине. Условные обозначения см. на рис. 5

Движение вязкого слоя нижней коры с учетом условия изостазии описывается уравнением, совершенно аналогичным уравнению (1):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{(\rho_m - \rho_k) \rho_k g}{12 \rho_m \eta_k} \operatorname{div} (h^3 \operatorname{grad} h), \quad (3)$$

где ρ_k , η_k — плотность и вязкость коры.

Для численного решения уравнения (3) необходимо сформулировать граничные условия на «выползающем языке» нижнего слоя коры, которые будут зависеть от его взаимодействия с подстилающей литосферой и океанической корой (см. рис. 5, б). Нелинейное уравнение (3) в принципе описывает распространение фронта возмущения геосреды с конечной скоростью и в сторону тыловых частей континента. Продвигаясь в глубь материка, этот фронт будет захватывать все новые участки нижней коры, расширяя область ее течения. Важно подчеркнуть, что возникающее при этом течение нижнего слоя типа Пуазейля будет стремиться волочить (за счет вязкого сцепления) за собой верхний хрупкий слой коры и расположенный ниже слой литосферы в сторону океана. В результате в этих слоях возникнут растягивающие напряжения, максимум которых будет приурочен к сечениям коры и литосферы, расположенным на фронте возмущения, причем указанные растягивающие напряжения будут монотонно расти по мере продвижения фронта в глубь материка. На определенной стадии процесса может наступить такой момент, когда растягивающие усилия в верхней коре достигнут предела прочности среды на разрыв, что приведет к возникновению рифтовой зоны (рис. 6).

Такой механизм континентального рифтогенеза принципиально отличается от известных в литературе механизмов рифтообразования, связанных либо с активным внедрением астеносферного вещества в литосферу и кору (активный рифтогенез), либо с пассивным подъемом этого вещества в зону раскола литосферы, создаваемую за счет ее растяжения снизу конвективными мантийными течениями (пассивный рифтогенез) [17, 18]. Он заложен в самой неоднородной структуре коры и литосферы в области перехода от океана к континенту. Этот механизм имманентно присущ любым пассивным континентальным окраинам и обусловлен выдавливанием пластичного слоя нижней коры из-под континента в сто-

рону океана. Именно с таким «окраинно-континентальным» механизмом рифтогенеза естественно связать наблюдаемую картину развития рифтовых зон параллельно пассивной окраине континентов в тылу отмеченных выше краевых валов. Этот же механизм выступает как постоянно действующий в геологической истории фактор откалывания и последующего отторжения континентальных блоков и микроконтинентов от крупных материков в ходе их эволюции, как это, например, происходило с гондванскими материками [4, 11].

Очевидным следствием рассматриваемой модели является процесс выдавливания пластичного «языка» нижней коры из-под квазихрупкого слоя верхней коры, происходящий на ее границе с океанической корой. «Выползание» на поверхность нижнекорового языка будет приводить к тому, что в переходной зоне между нормальной континентальной корой и океанической корой непосредственно под осадками возникает слой среды со скоростными характеристиками, соответствующими породам низов континентальной коры ($\sim 7,0$ км/с). Как показывают многочисленные сейсмические разрезы пассивных континентальных окраин [19], такой аномальный слой пород действительно подстилает осадки в переходной зоне, занимая полосу шириной порядка 100 км между континентальной и океанической корой (рис. 7).

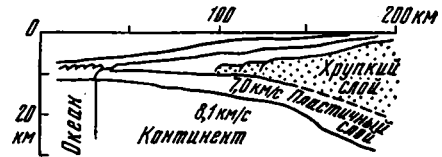


Рис. 7. Схематический разрез пассивной континентальной окраины с наличием аномального слоя в переходной зоне, характеризующегося скоростью $\sim 7,0$ км/с (по [19] с изменениями)

Заметим, кстати, что формирование листрических сбросов в верхней хрупкой части коры во многом обусловлено выползанием из-под нее пластичного нижнекорового языка в сторону океана (см. рис. 5, б).

Если считать выдвигание языка нижней коры равномерным в процессе спрединга (что может не соответствовать действительности), то за характерное время ~ 100 млн. лет он достигнет наблюдаемой длины ~ 100 км при скорости движения $v^* \approx 0,1$ см/год. Полученная оценка скорости «затекания» нижней коры в процессе спрединга имеет фундаментальное значение в геодинамике, поскольку эта скорость является критической для процесса перерастания континентального рифтогенеза в океанический. Иными словами, если скорость «внешнего» раздвижения континентальной коры оказывается меньше критического значения $v^* = 0,1$ см/год, то процесс раздвига будет полностью компенсироваться «внутренним» затеканием нижней коры, и разрыв последней, таким образом, произойти не может, а следовательно, не может начаться и собственно процесс спрединга. Имеющиеся сведения о скоростях спрединга и континентального рифтогенеза подтверждают этот вывод: на Земле не известны случаи спрединга со скоростью $< 0,1$ см/год.

Оценим теперь характерное время распространения фронта возмущения, продвигающегося внутрь континента и вовлекающего в движение все более тыловые участки коры. Для этого используем снова выражение (2) с параметрами коры: $\rho_m - \rho_k = 0,5$ г/см³; $L = 1000$ км; $h = 20$ км; $\eta_k \approx 2 \cdot 10^{20}$ П — вязкость нижнекорового слоя, разогретого на стадии континентального рифтогенеза. Получим оценку времени $t^* \approx 200$ млн. лет, за которое фронт возмущения пройдет расстояние в глубь континента $L = 1000$ км.

Растягивающие напряжения, возникающие в верхнем хрупком слое коры вследствие течения нижнекорового слоя в сторону океана, можно оценить из простого соотношения

$$\sigma = \frac{\tau L}{h_1} = \frac{\eta_k v L}{h_1 h_2}, \quad (4)$$

где τ — касательные напряжения, приложенные к подошве хрупкого слоя; v — характерная скорость движения среды в нижнем слое; h_1 — толщина верхнего хрупкого слоя коры; h_2 — эффективная толщина части

нижнего слоя коры с максимальным градиентом скорости. При $\eta_k = 2 \cdot 10^{20}$ П, $v = 0,1$ см/год, $L = 1000$ км, $h_1 = 20$ км, $h_2 = 5$ км (из-за квадратичного пуазейлевского распределения скорости) получим $\sigma \simeq 100$ бар. Такой уровень длительно действующих растягивающих напряжений, по-видимому, достаточен, чтобы привести к нарушениям в верхнем хрупком слое коры и стимулировать процесс рифтогенеза (см. рис. 6).

Поскольку касательные напряжения, связанные с течением нижней коры, приложены также и к кровле подстилающего более жесткого слоя литосферы, то в нем возникнут аналогичные растягивающие напряжения, которые будут способствовать проникновению снизу горячего вещества астеносферы, рифтовому магматизму и, при соответствующих условиях, расколу и полному разделению литосферы (см. рис. 6).

Условия полного разделения литосферы и перескока оси спрединга в новое положение возникают, если под литосферой существуют конвективные течения, создающие ее «фоновое» растяжение. Наложение на это фоновое растяжение дополнительного растягивающего усилия, обусловленного описанным выше процессом течения нижней коры, и приводит к общему расколу литосферы (см. рис. 6). Можно предположить, что подобная ситуация имела место при структурной эволюции (деструкции) Гондваны, когда мощный горизонтальный мантийный поток, текущий с юга на север под Гондваной, в комбинации с постоянно действующим механизмом окраинно-континентального рифтогенеза обуславливал заложение все новых и новых рифтовых зон на северной границе этого материка, приводя затем к отколу очередных блоков (микроконтинентов, террейнов) литосферы и соответствующему перескоку осей спрединга в новое, более южное положение.

Возвращаясь к вопросу о краевых поднятиях на пассивных континентальных окраинах, вызванных подтеканием аномальной мантии под края материков, затронем еще один интересный аспект проблемы. Как уже говорилось, эти поднятия очень полого переходят в крупные синеклизы, расположенные в центральной части материка. Происхождение таких синеклиз также находит естественное объяснение в рамках рассматриваемой модели. Оно заключается в том, что переток нижнего слоя коры в сторону пассивных континентальных окраин приводит к постепенному утонению коры в центральной части материка и ее утолщению в краевых областях. Вследствие такого перетекания центральные области материка будут изостатически проседать, а краевые, наоборот, изостатически подниматься. Процессы эрозии и осадконакопления (при условии подвижности нижнего слоя коры) имеют тенденцию поддерживать возникающие крупномасштабные течения и неоднородности рельефа.

Таким образом, существование сопряженных форм рельефа краевых валов и центральных синеклиз обусловлено совместным действием двух основных процессов, происходящих на разных ярусах геодинамической системы, подтеканием подлитосферной линзы аномальной мантии под края континента и оттоком нижнего пластичного слоя коры из внутренних областей материка к его окраинам.

В заключение отметим, что выше, исходя из концепции двухъярусной тектоники плит, были рассмотрены лишь главные, на наш взгляд, процессы, ответственные за наблюдаемые особенности строения и развития пассивных континентальных окраин. В дальнейшем потребуются, с одной стороны, разработка более сложных моделей, включающих целый ряд дополнительных факторов (динамический эффект подъема пассивных континентальных окраин, возникающий в результате взаимодействия горизонтального течения астеносферы с литосферой переменной мощности; тектоническая и тепловая эрозия подошвы литосферы; учет неоднородной и переменной вязкости нижнего слоя коры и т. д.), а с другой — количественный анализ этих моделей на основе численного моделирования различных геодинамических ситуаций, возникающих на основе двухъярусной плитотектонической схемы пассивных континентальных окраин.

Список литературы

1. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
2. *Борисевич Д. В.* История развития рельефа материков — фрагментов Гондваны. М.: Наука, 1985. 118 с.
3. *Казьмин В. Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 204 с.
4. *Казьмин В. Г., Книппер А. Л.* Связь коллизий и рифтогенеза в океане Тетис//Геология морей и океанов. Тезисы докл. 8-й Всесоюз. школы морской геологии. 1988. Т. 4. М.: ИО АН СССР. С. 115—116.
5. *Каракин А. В., Лобковский Л. И.* К вопросу о построении комплексной гравимеханической модели верхних слоев Земли//Тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1977. С. 67—102.
6. *Лобковский Л. И.* Новый подход к анализу региональных геологических процессов: двухмасштабная тектоника плит//Современные методы морских геологических исследований. Матер. II Всесоюз. совещания. Т. III. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 61—62.
7. *Лобковский Л. И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
8. *Милановский Е. Е., Никитин А. М.* Качественные модели механизма складчатости в рифтогенных впадинах//Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 1. С. 171—176.
9. *Оллиер К.* Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 458 с.
10. *Хаин В. Е.* Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных поясов Евразии//Геотектоника. 1984. № 1. С. 13—23.
11. *Хаин В. Е.* Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники//Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 7—15.
12. *Brace W. E., Kohlstedt D. L.* Limits of lithospheric stress imposed by laboratory experiments//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № 7. P. 6248—6552.
13. *Kirby S. H., Kronenberg A. K.* Rheology of the lithosphere: selected topics//Rev. Geophys. 1987. V. 25. № 6. P. 1219—1244.
14. *Le Pichon X., Subuet J.-C.* Passive margins: a model of formation//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № 5. P. 3708—3720.
15. *Ollier C. D.* Morphotectonics of passive continental margins//J. Geomorphol. N. F. 1985. Suppl. B. 54. P. 1—9.
16. *Ranalli G., Murphy D. C.* Rheological stratification of the lithosphere//Tectonophysics. 1987. V. 132. № 4. P. 281—295.
17. *Sengör A. M. C., Burke K.* Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications//Geophys. Res. Lett. 1978. V. 5. P. 419—421.
18. *Turcott D. L., Emerman S. H.* Mechanics of active and passive rifting//Tectonophysics. 1983. V. 194. № 1. P. 39—50.
19. *Uchupi E., Emery K. O.* The geology of the Atlantic ocean. Springer-Verlag, 1984. 1050 p.

Институт океанологии АН СССР,
Москва, 117218;

Геологический факультет МГУ,
Москва, 117234

Поступила в редакцию
1.XI.1988

УДК 551.24 : 551.76 (470.1)

©

КОРАГО Е. А., КОВАЛЕВА Г. Н., ТРУФАНОВ Г. В.
**ФОРМАЦИИ, ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
 РАЗВИТИЯ КИММЕРИД НОВОЙ ЗЕМЛИ**

На основании сопоставления разрезов разных районов Новой Земли выявлены латеральные и вертикальные формационные ряды, что позволило восстановить историю геологического развития архипелага в общих чертах с раннего рифея и более определенно с палеозоя по триас включительно. В раннем палеозое — силуре в регионе существовали три различные структурно-формационные зоны. Вслед за раннедевонским выравниванием тектонических условий в среднем девоне устанавливается новая структурно-формационная зональность, близкая к существовавшей в более южных районах (Пай-Хой — Полярный Урал) с раннего палеозоя. После проявления герцинской складчатости Урал утрачивает связи с более северными регионами, и образующиеся орогены начинают поставлять обломочный материал в формирующийся Пай-Хойско-Новоземельский новообразованный интракратонный прогиб, развитие которого заканчивается на рубеже триаса и юры. Позднепалеозойские прогибы подобного типа существовали вдоль предполагаемого структурного шва на Таймыре и Северо-Востоке Азии; однако в последнем случае развитие их было более продолжительным.

Кратко рассмотрено возможное положение Новой Земли в общей структуре с позиций тектоники плит и геоблоковой модели строения литосферы. Существование в палеозое к востоку от Новой Земли океана по имеющимся геолого-геофизическим данным, сомнительно.

В силу своего географического положения Новая Земля является важным репером при рассмотрении геологии арктического шельфа СССР. Кроме того, этот регион перспективен на ряд полезных ископаемых [9, 12, 35], поэтому обобщающие работы по его тектоническому строению и истории геологического развития имеют большое научное и практическое значение. К настоящему времени в результате тематических исследований и планомерной среднemasштабной геологической съемки, которая ведется здесь уже в течение 10 лет, получен существенно новый материал, нашедший отражение в ряде статей и сборников [7, 9, 17, 19—21 и др.]. Вместе с тем подавляющая часть этих публикаций посвящена частным вопросам стратиграфии региона, а обобщающие работы по тектонике написаны давно и в них не использованы новые данные. Даже в томе «Геология СССР» [5], вышедшем в 1984 г., сведения по Новой Земле приводятся по состоянию на 1979 г. Имеется, правда, работа В. И. Устрицкого [32], в которой с мобилистских позиций рассмотрена история геологического развития региона, начиная с силурийского времени. Однако фактический материал, приводимый в этой статье, крайне схематичен, а подчас и не соответствует новейшим наблюдениям. Наиболее полной сводкой по Южному острову Новой Земли является работа Г. Н. Ковалевой [10], в которой использована большая часть новейших исследований. Поскольку геология и история развития более северных районов Новой Земли достаточно специфична и своеобразна, то назрела необходимость в статье по тектонике и истории геологического развития всего региона¹, в которой, кроме того, рассматривались бы связи и взаимоотношения Новой Земли со смежными структурами.

Архипелаг Новая Земля совместно с о-вом Вайгач и хребтом Пай-Хой образуют единую древнекиммерийскую складчатую систему, которая на юго-востоке ортогонально сочленяется с Уральской складчатой

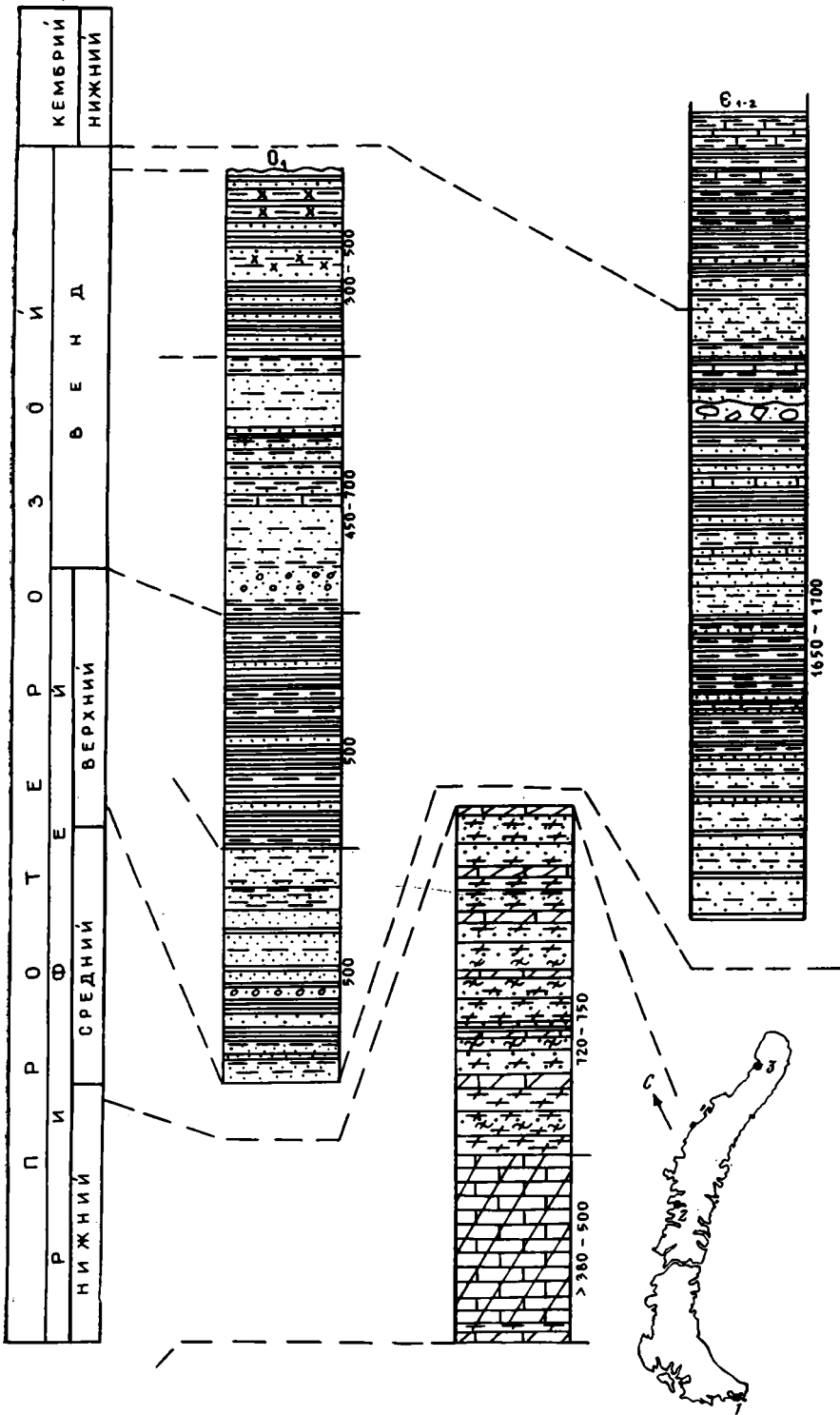
¹ Кратко эти вопросы освещены в публикации авторов [12], где рассмотрены особенности металлогении Новой Земли.

областью герцинского возраста, на западе граничит с Печорской и Баренцево-Карской плитами, а на востоке перекрывается мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты [5]. Северо-восточное продолжение структур Новой Земли скрыто водами Карского моря. В последние годы широкое распространение получили идеи о непосредственной связи структур Новой Земли с расположенной восточнее Таймыро-Североземельской складчатой системой. Одни исследователи предполагают, что структуры Новой Земли продолжаются под водами Карского моря, прослеживаясь далее севернее Таймыра, и на востоке смыкаются со складчатыми комплексами Северной Земли. Другая, более распространенная точка зрения предполагает непосредственную связь структур Новой Земли и Таймыра [23]; при этом предполагается не только структурное единство, но и общность геологического развития этих районов в палеозое — раннем мезозое.

В геологическом строении Новой Земли принимают участие почти исключительно осадочные толщи от верхнепротерозойских до современных включительно; магматические и метаморфические образования занимают ничтожные площади. Наиболее древними на архипелаге являются породы, обнажающиеся на западе Северного острова в губе Сев. Сульменовой, в зоне Главного Новоземельского разлома, на площади около 5 км² [17]. Они представлены двумя формациями — мраморов и кристаллических сланцев с амфиболитами (рис. 1, разрез 2), пронизанными инъекциями гранитоидов и метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Большая часть метаморфитов относится к парапородам, меньшая (амфиболиты) — к ортопородам. Возраст толщ на основании изотопных датировок — 1550 ± 80 и 1490 ± 100 млн. лет U-Pb-методом по циркону — и общегеологических соображений определяется как досреднерифейский [17]. Суммарная мощность оценивается в 1100 м. Внутренняя структура этого докембрийского блока расшифровывается с трудом. В целом породы моноклинально (?) падают на восток; вместе с тем в них иногда наблюдаются сложные мелкие складки вплоть до плейчатости, четко фиксирующиеся в ряде случаев послойными инъекциями гранитоидного материала. Характерны явления будинажа амфиболитов и пегматоидных гранитов. U-Pb-возраст циркона из этих гранитов равен 1300 ± 100 млн. лет и, по нашему мнению, определяет в регионе становление коры континентального типа. Отмеченные формации (нижнего протерозоя? — нижнего рифея) выделены в прото-платформенный структурно-формационный комплекс. Средний рифей на Новой Земле неизвестен; предполагается, что в это время осадконакопление не происходило.

Отложения верхнего рифея — венда обнажаются на юге в проливе Карские Ворота и на северо-западе в заливе Иностранцеа (см. рис. 1, разрезы 1 и 3), а также предположительно на юго-западе Северного острова вблизи гранитоидного плутона Митюшев Камень. Они представлены метатерригенными — песчано-алевритовыми и глинистыми — отложениями. На юге выделяются четыре формации — глинисто-песчаниковая относительно глубоководная, глинистая глубоководная, глинисто-песчаниковая относительно глубоководная и кремнисто-глинистая средних глубин, суммарная мощность которых превышает 2000 м. Для формаций характерны ритмичное строение, градационная слоистость, текстуры взмучивания и перемешивания осадка, граувакковый состав и плохая сортировка обломочного материала. Возраст формаций устанавливается по микрофоссилиям [11]. Эти формации объединены в группу терригенных флишоидных и аспидных формаций позднебайкальского миогеосинклинального комплекса. Породы верхнего рифея — венда на юге Новой Земли сложно дислоцированы, а направление осей их складок преимущественно субширотное. Верхнепротерозойские толщи с угловым и азимутальным несогласием перекрыты отложениями ордовика и образуют на юге региона нижний структурный этаж.

На северо-западе, в заливе Иностранцеа, разрез верхнего протерозоя характеризуется большей монотонностью, ритмичным строением раз-



- | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |

ных порядков (от мега- до микроритмичности), наличием многочисленных горизонтов кварцевых песчаников и единичных прослоев оползневых конглобрекций. Мощность отложений более 1600 м. В нижней части разреза встречаются акритархи позднего рифея и венда, а верхние горизонты относятся уже к кембрию. Таким образом, флишоидная формация верхнего протерозоя — кембрия образует здесь единый структурно-формационный комплекс с залегающими выше палеозойскими отложениями.

Палеозойские толщи занимают свыше 90% территории и представлены всеми системами. Для отложений нижнего палеозоя и силура с известной долей условности выделяются три структурно-формационные зоны: южная, центральная и северная (рис. 2), различающиеся наборами геологических формаций и соответственно разными геотектоническими условиями их образования. Кембрийские отложения в южной зоне отсутствуют. Для ордовика и силура [4, 18] свойственны мелководные карбонатные, реже терригенно-карбонатные формации, имеющие значительные мощности и изобилующие органическими остатками. В центральной зоне набор формаций более пестрый [7, 19, 26]; здесь накапливались преимущественно морские мелководные терригенные молассоидные формации, ассоциирующие кое-где с относительно глубоководными и глубоководными формациями аспидного типа. На востоке этой зоны по крайней мере со второй половины силура [7] отлагались преимущественно карбонатные формации, близкие таковым в южной зоне. Для северной зоны [25, 27] типичны аспидные, флишоидные и молассоидные, преимущественно терригенные формации, накопление которых началось здесь еще в позднем протерозое. Их характерными особенностями являются значительные мощности, ритмичное строение разных порядков, присутствие граптолитов почти по всему разрезу и подчас чередование относительно глубоководных и мелководных формаций. Первым свойственны градационные текстуры и текстуры взмучивания и перемешивания осадка, оползневые брекчии, вторым — пестрые окраски, косая и перекрестная слоистость, грубообломочный материал существенного кварцевого состава и т. д.

Для девонских [7, 9, 23, 33, 34] и большей части каменноугольных [7, 9] отложений выделяются две структурно-формационные зоны (рис. 3): Баренцевская (западная) и Карская (восточная). Баренцевская зона охватывает территорию юга, запада и севера Новой Земли. При этом на юге она частично совпадает с южной зоной нижнего палеозоя — силура, на западе наследует западную часть центральной зоны, а на севере — совпадает с северной зоной. Разрезы среднего палеозоя севера по формационной принадлежности близки разрезам других районов Баренцевской зоны, но здесь повсеместно отсутствуют отложения среднего, частично верхнего девона, а кое-где — всего верхнего девона, нижнего и большей части среднего карбона. Поэтому северные районы этой зоны выделены в самостоятельную структурно-формационную подзону. Следует отметить, что переход от типичных формаций Баренцевской зоны к формациям Карской происходит обычно постепенно и граница между ними чаще всего не является резкой. [34]. Кроме того, ее

Рис. 1. Схема сопоставления разрезов верхнего протерозоя

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — кварцевые песчаники и кварциты; 4 — полимиктовые песчаники; 5 — алевролиты; 6 — известковистые песчаники (а) и алевролиты (б); 7 — аргиллиты и глинистые сланцы; 8 — кремнистые породы; 9 — кремнисто-глинистые породы; 10 — известняки; 11—14 — известняки: 11 — глинистые, 12 — песчанистые, 13 — органогенные, 14 — органогенно-обломочные известняки; 15 — доломитизированные известняки и вторичные доломиты; 16 — седиментационные доломиты; 17 — гипс и ангидрит; 18 — родохрозитсодержащие породы; 19 — базальты (а) и их туфы (б); 20 — мраморы; 21 — кварцево-сланцевые сланцы; 22 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 23—31 — ископаемые остатки, в том числе: 24 — кораллов, 25 — брахиопод, 26 — остракод, 27 — трилобитов, 28 — граптолитов, 29 — дакриконоарид, 30 — строматолитов, 31 — листовой флоры; 32 — линзы и обломки чужеродных пород; 33 — линзы осадочных пород. Мощность указана в метрах

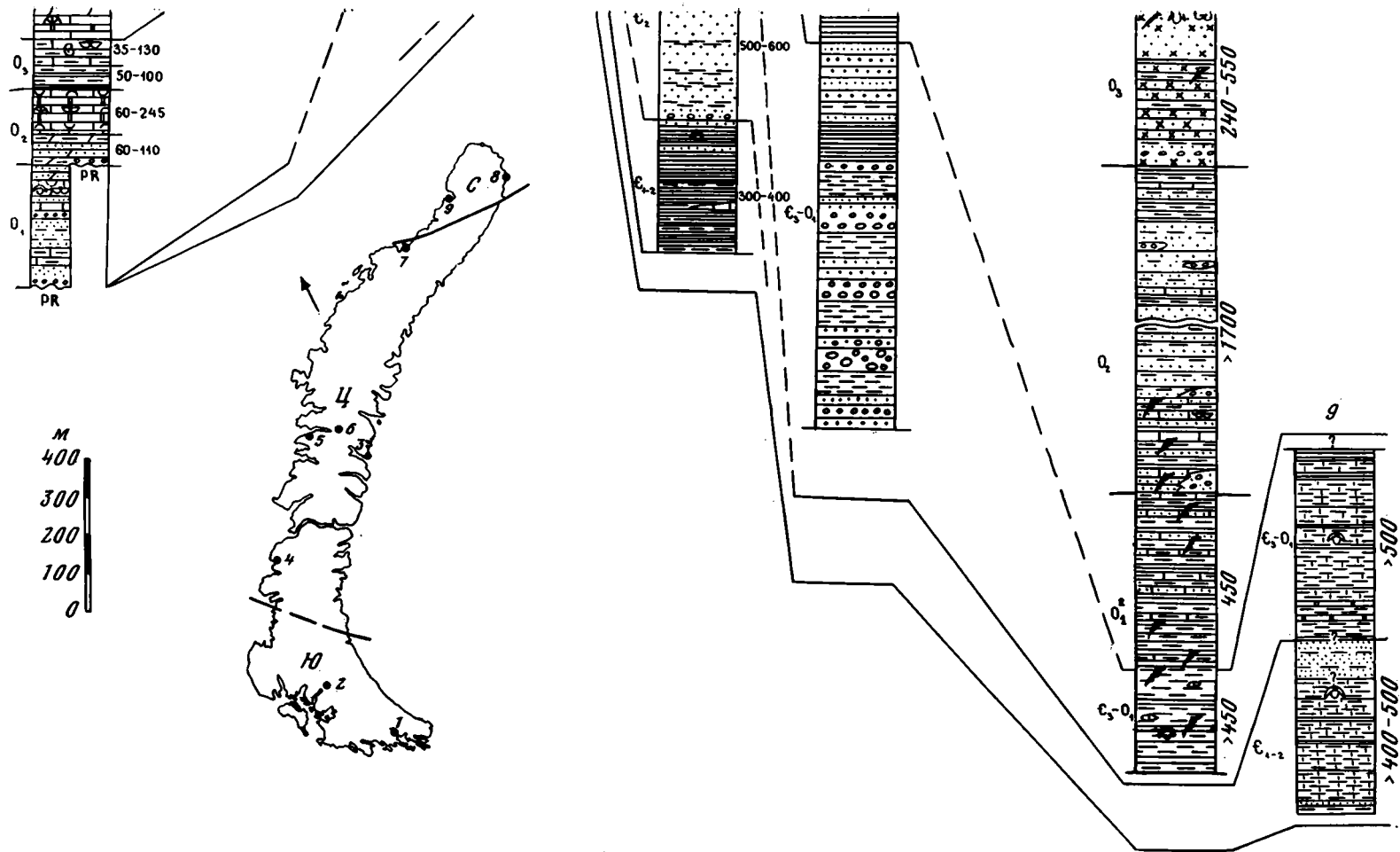


Рис. 2 (нижняя часть)
 Рис. 2. Схема сопоставления разрезов кембрия, ордовика и силура. Условные обозначения см. на рис. 1

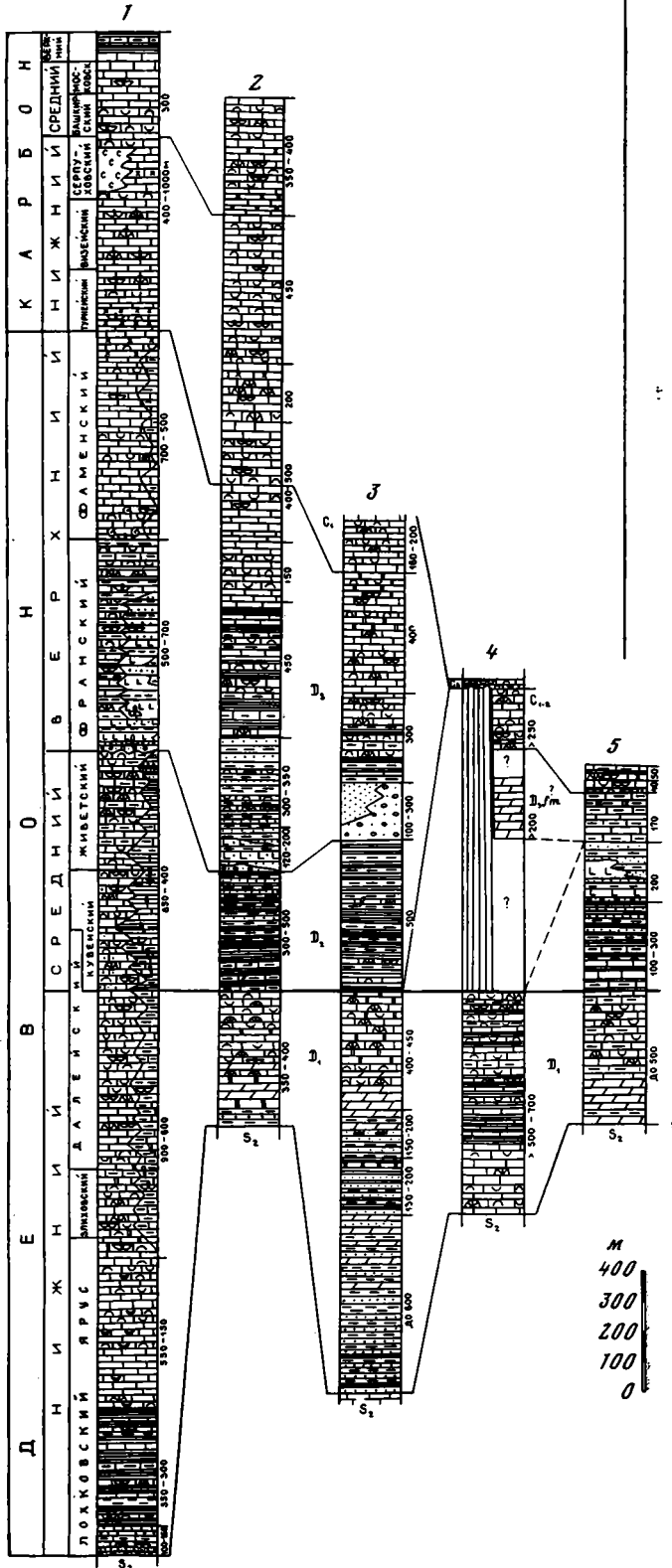


Рис. 3 (левая часть)

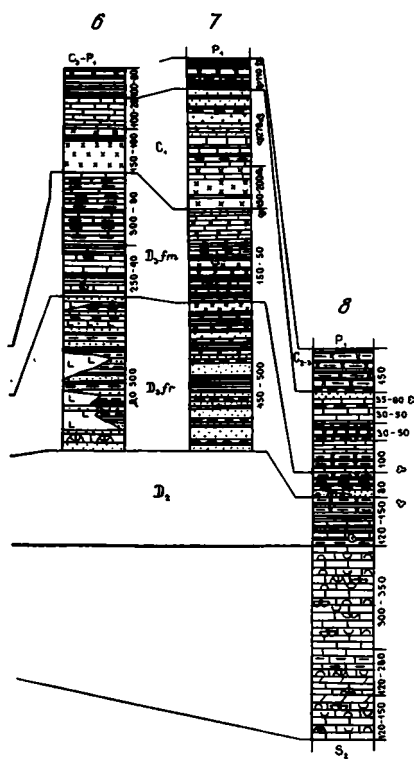
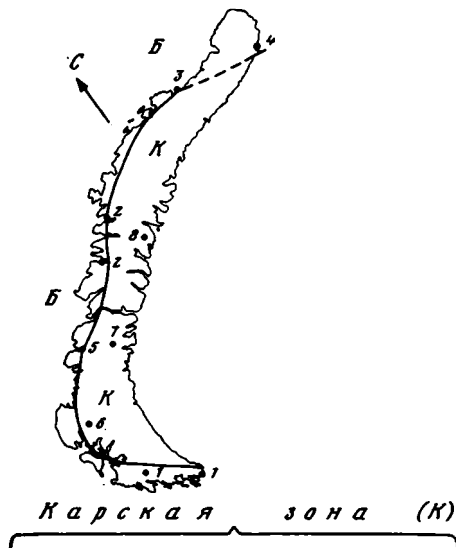


Рис. 3. (правая часть)

Рис. 3. Схема сопоставления разрезов девона и карбона. Условные обозначения, см. на рис. 1

положение менялось со временем, что особенно отчетливо проявилось в среднем девоне.

В целом для девона и карбона Новой Земли характерна значительная изменчивость состава и строения толщ как по латерали, так и вертикали. Вместе с тем разрезы нижнего девона оказываются близкими для всей территории архипелага. Формации этого времени почти исключительно мелководные карбонатные, лишь кое-где отмечается примесь терригенного (преимущественно грубообломочного) материала

[20]. Структурно-формационная зональность начинает отчетливо проявляться в среднем девоне. Так, если в Баренцевской зоне среднедевонские отложения совместно с нижнедевонскими относятся к группе мелководных карбонатных формаций, то в Карской зоне это уже карбонатно-кремнисто-глинистая относительно глубоководная формация. Для позднего девона (франа) Баренцевской зоны типична карбонатно-терригенно-вулканогенная мелководная формация, а в Карской зоне ей соответствует вулканогенно-терригенная относительно глубоководная формация. Во второй половине позднего девона и карбоне в Баренцевской зоне по-прежнему накапливались преимущественно карбонатные мелководные формации общей мощностью до 2000 м. Кое-где замещаются гипсоносной эвапоритовой формацией нижнего карбона [9]. На крайнем севере, в северной подзоне Баренцевской зоны отложения этого возраста представлены терригенно-карбонатной пестроцветной прибрежно-морской формацией. Одновременно в Карской зоне шло накопление формаций, относящихся к группе кремнисто-карбонатно-терригенных глубоководных и относительно глубоководных. Для разрезов зоны характерно широкое развитие кремнистых отложений, ритмичное строение отдельных пачек и толщ, оползневые текстуры и горизонты, а также небольшие мощности отложений, что свидетельствует о некомпенсированных условиях седиментации.

Таким образом, для девона и карбона Баренцевской зоны свойственны преимущественно мелководные карбонатные формации, которые на юге Новой Земли образуют единую группу формаций с подстилающими образованиями ордовика-силура, характеризуются значительными суммарными мощностями и присутствием многочисленных горизонтов детритовых и органогенно-обломочных известняков, изобилующих разнообразными окаменелостями. Особое положение в ряду этих формаций занимает раннефранская карбонатно-терригенно-вулканогенная формация, кое-где с размывом залегающая на подстилающих отложениях. Для нее характерны резкая фациальная изменчивость и колебание мощностей. В разрезах девона и карбона Карской зоны велика роль кремнистых пород, органические остатки сравнительно редки, а мощности невелики.

Для верхнего палеозоя в регионе отчетливо выделяются южная и северная зоны (рис. 4). Последняя совпадает с одноименной зоной нижнего палеозоя — силура и северной подзоной Баренцевской зоны среднего палеозоя. На площади южной зоны, занимающей всю остальную территорию, обособляются три подзоны — Баренцевская (см. рис. 4, разрезы 1, 2), Рогачевская (разрез 3) и Карская (разрезы 4—6), различающиеся характером строения и составом слагающих их формаций [5, 9, 21]. Перечисленные подзоны охватывают соответственно западные, центральные и восточные районы архипелага.

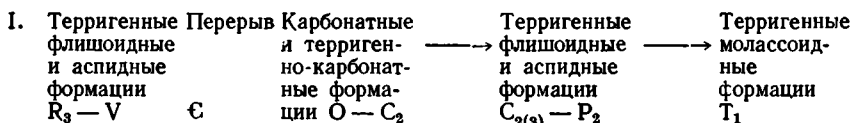
Формационный ряд верхнего палеозоя южной зоны открывается группой аспидных глубоководных формаций, в строении которых принимают участие аргиллиты с прослоями алевролитов и хлидолитов, а также глыбы и обломки [22] известняков с остатками более древних — раннекаменноугольных — окаменелостей. Кроме того, характерны горизонты марганецсодержащих карбонатов — родохрозитов. Начало накопления этой формации колеблется в интервале средний — верхи позднего карбона. В Рогачевской подзоне роль родохрозитов особенно велика, причем они ассоциируют с кремнистыми породами. Характерной особенностью Карской подзоны является присутствие песчаников и песчаниковых известняков. Мощность этой группы формаций оценивается соответственно для разных подзон с запада на восток — от 300—600 и 150—500 до 700—900 м. Выше располагается группа терригенных флишидных относительно глубоководных и мелководных формаций, по объему отвечающих части уфимского, казанскому и большей части татарского ярусов верхней перми. Для них характерны ритмичное строение и алевроито-глинисто-песчаный состав, а также присутствие горизонтов хлидолитов. В верхах помимо брахиопод и пелеципод встречаются отпечатки листовой флоры,

а иногда окаменелые стволы деревьев и прослой иглей. Мощность, состав и объем формаций в границах зон варьирует. В пределах Баренцевской подзоны известны и более верхние горизонты перми, а также нижнетриассовые слои, слагающие терригенную пестроцветную прибрежно-морскую формацию (850—1150 м) молассоидного типа [9, 17]. Она представляет собой ритмично построенную серию красно- и сероцветных отложений, в верхней части которой содержатся, кроме того, отдельные горизонты туффитов и туфов среднего — основного состава. Таким образом, верхнепалеозойские-нижнетриассовые формации образуют закономерный вертикальный ряд — аспидная, флишоидная, молассоидная, — свойственный мобильным областям.

В северной зоне выделяется карбонатно-терригенная пестроцветная формация мелкого моря, датируемая концом среднего карбона и поздним карбоном — казанским веком поздней перми (до 600 м). Она сложена кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, алевролитами, конгломератами, известково-глинистыми сланцами и известняками, переполненными органическими остатками и растительным детритом. Эта формация трансгрессивно залегает на отложениях нижнего карбона (район Ледяной Гавани) либо нижнего девона (залив Екс) и совместно с ними образует единую группу мелководных — прибрежно-морских карбонатных и карбонатно-терригенных формаций плотного типа.

Магматические образования Новой Земли представлены разновозрастными салическими и мафическими формациями, имеющими ограниченное распространение. Площадное развитие имеют лишь базиты среднего — позднего девона, а остальные магматиты встречаются эпизодически, локализуясь преимущественно по западной и восточной, либо вдоль южной оконечностям архипелага. Схематизированная сводка магматических образований Новой Земли представлена на таблице. Из нее следует, что проявления магматической деятельности имели место в раннепротерозойское? — раннерифейское время (дунит-клинопироксенит-габбровая? и мигматит-плагиогранитовая формации), в позднем протерозое (габбро-диабазовая, лампрофировая [9] и гранит-аляскитовая [17] формации), в среднем — позднем девоне (базальт-долеритовая и трахибазальтовая формации [9]), в раннем мезозое (лампрофировая, гранитовая и гранит-гранодиоритовая формации) и кайнозое (шошонитовая формация). Как правило, тектоническая позиция этих формаций устанавливается достаточно определенно [13, 31].

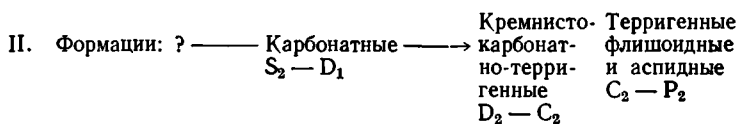
Рассмотренные выше осадочные формации и их группы образуют вертикальные ряды, отражающие основные закономерности геологического развития Новой Земли. Для юга региона этот ряд выглядит следующим образом:



Этим группам формаций отвечают соответствующие структурно-формационные комплексы:



Формационный ряд для более северо-восточных районов Южного острова иной:



Комплексы:



² Под активизационным нами понимается комплекс, сформировавшийся при режиме, близком к многогеосинклинальному, но которому предшествовало развитие платформенного типа.

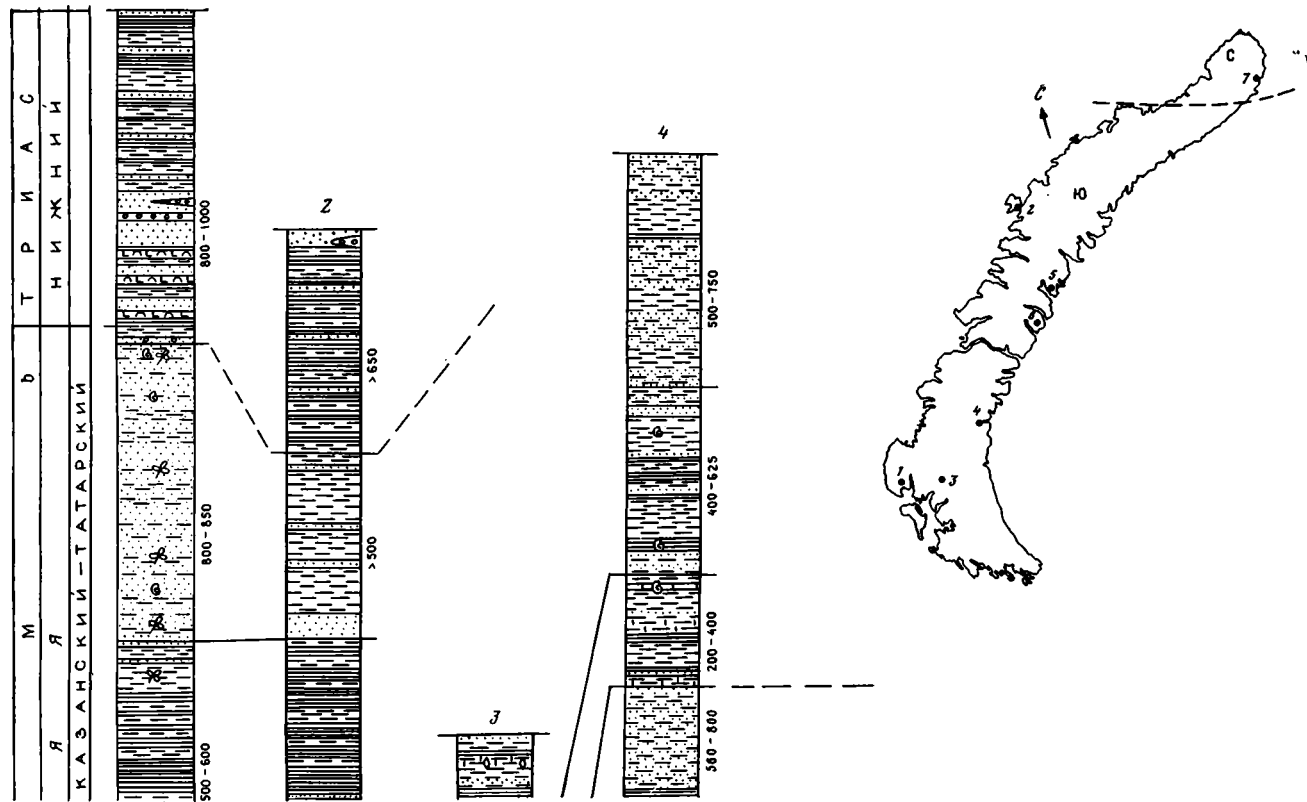


Рис. 4 (верхняя часть)

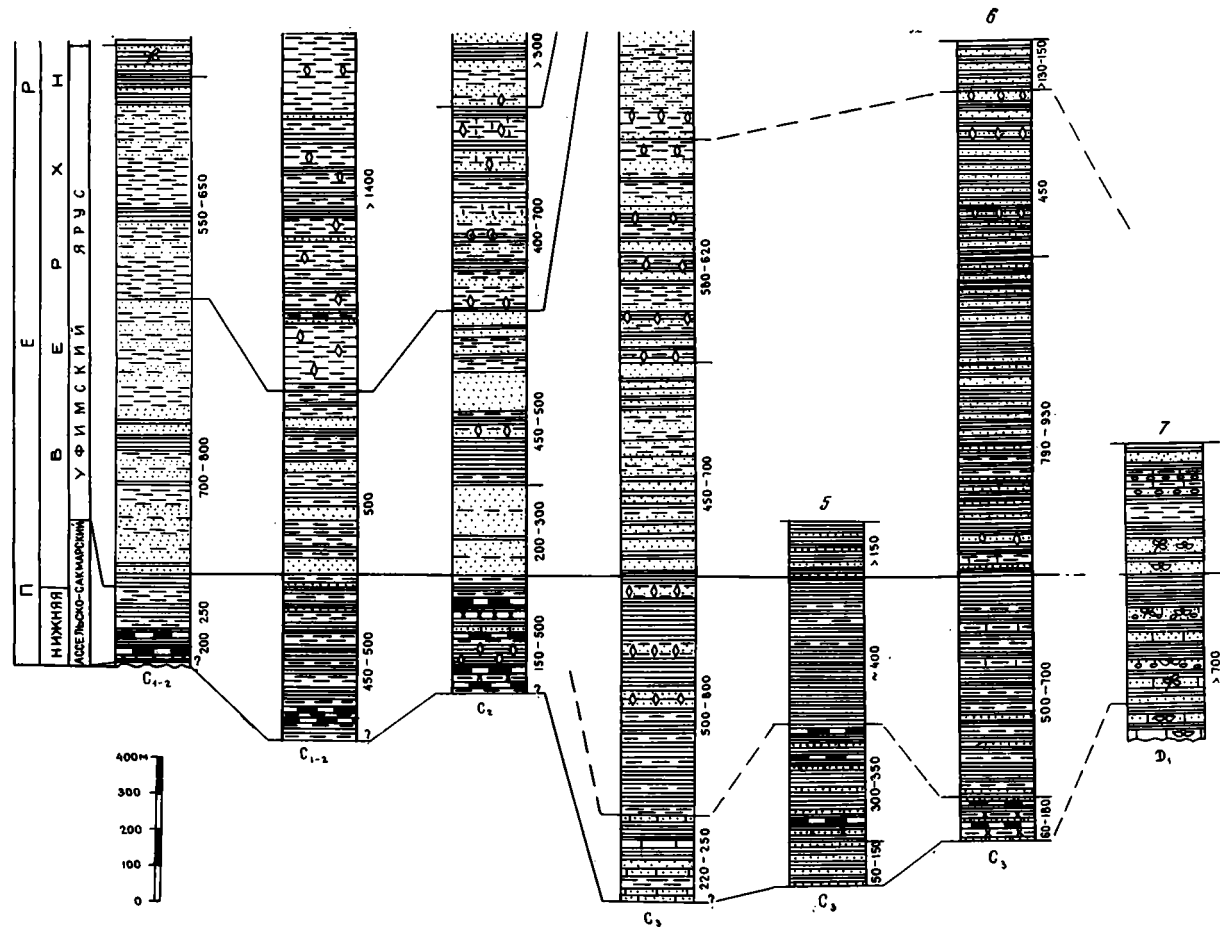


Рис. 4 (нижняя часть)

Рис. 4. Схема сопоставления разрезов перми и триаса. Условные обозначения см. на рис. 1

Магматические формации Новой Земли

Возраст	Состав пород	Магматический комплекс	Магматическая формация	Тектоническая позиция	Изотопные датировки, млн. лет		Минерогенетическая специализация	Примечание
					U-Pb-метод по циркону	K-Ar-метод		
KZ (T ₃) — I ₁ (D ₂) — D ₃	Щелочные базальтоиды	Вершининский	Шошонитовая (трахибазальтовая)	Неотектонические движения в Приновоземельском прогибе	—	Моложе 10 (по валу)	Железо	Трубки взрыва прорывают D ₂
	Лампрофиры	Рогачевский	Лампрофировая?	Не ясна		180—210	?	Прорывают D ₃ и C ₁ , возраст условен
	Аляскитовые граниты, лейкограниты	Сарычевский	Аляскитовая	Поздний орогенез		180—200	Медь, железо, свинец, цинк, золото, сурьма, мышьяк, горный хрусталь	Прорывают отложения S — P
	Граниты, гранодиориты, диориты	Черногорский	Гранитовая и диорит-гранодиоритовая	Тектоническая активизация, знаменующая планетарные явления и начало формирования позднепалеозойского «повторногеосинклинального» прогиба		260±18 300±15 92±6	Медь, агаты, хризотил-асбест	Возраст (как эффузивов, так и интрузивов) устанавливается отчетливо по взаимоотношениям с вмещающими породами

Таблица (окончание)

Возраст	Состав пород	Магматический комплекс	Магматическая формация	Тектоническая позиция	Изотопные датировки, млн. лет		Минерагеническая специализация	Примечание
					U-Pb-метод по циркону	K-Ar-метод		
V	Граниты, гра- нодиориты	Митюшев- ский	Аляскитовая (гранит-аляскито- вая)	Позднебайкальский орогенез	680±50 735±50	325±11 310±11 445±16	?	Перекрываются конгломератами силура
	Лампрофиры	Раховский	Лампрофировая?	Ранние этапы позднебайкальского тектонеза (?)		445±22 405±28	Железо, титан	Возможно, произ- водные габбро-диа- базовой формации
R ₃	Габбро-диабазы, конгодиабазы	Русановский	Габбро-диабазо- вая			445±31 430±22 408±28	Медь, никель	
R ₂	Плагиограниты, лейкограниты, пегматиты	Северосуль- меновский	Нигматит-пла- гиогранитовая	Становление кон- тинентальной коры	1300±90	584±27	В протолокках присутствуют ак- цессорные танта- лониты, а в пегматитах — кри- сталлы мусковита	
R ₁	Зеленокаменно- измененные базиты и ультрабазиты	Якорнинский		Не ясна	1490±100 1550±80	645±50		

Ряд II отличается от ряда I в целом меньшей полнотой при более широком диапазоне верхнего комплекса, начавшего формироваться уже в среднем девоне. При этом нижние члены этого комплекса представлены уже кремнистыми и кремнисто-карбонатно-терригенными формациями.

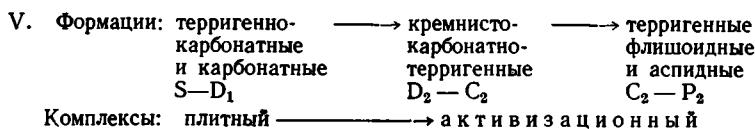
Для западных районов Северного острова формационный ряд является наиболее полным:



Отличительной особенностью этого ряда является сложное строение его средней части. Следует отметить также принципиально разное строение нижних членов рядов I и III, отражающих тектоническую неоднородность комплекса основания. Верхние же части рядов имеют идентичное строение, что свидетельствует о принадлежности этих районов к единой структурно-формационной зоне в позднем палеозое.

Вертикальный ряд формаций центральных районов Северного острова (IV) имеет близкое строение, отличаясь еще более усложненной средней частью и более широким диапазоном верхней части, аналогичной таковой ряда II.

Формационный ряд востока Северного острова (район п-ова Медвежий) начинается с силура и аналогичен ряду II Южного острова:



Вертикальный ряд формаций севера Новой Земли характеризуется значительным своеобразием:



Этот ряд формаций в своей верхней части резко отличается от рассмотренных ранее, отражая платформенное развитие этой части региона в позднем палеозое. Нижние члены формационного ряда близки таковым центральных районов Северного острова (ряд IV), отличаясь несколько более сложным строением, обусловленным сочетанием аспидных, флишоидных и молассоидных формаций. Наиболее нижние члены ряда VI, включающие формации позднего протерозоя, по типу и составу сопоставляются с рядом I, но в отличие от него формации верхнего рифея — венда образуют единый ряд (комплекс) с нижнепалеозойскими, тогда как на юге геосинклинальное развитие в позднем протерозое заканчивается складчатостью на рубеже венда — кембрия.

Если положение формаций и их групп в пространстве (латеральные ряды) определяют границы различных структурно-формационных зон, то вертикальные ряды формаций дают представление о геологическом развитии этих зон во времени. Пространственно-временные взаимоотношения формаций и их групп иллюстрированы рис. 5. Эти материалы вмес-

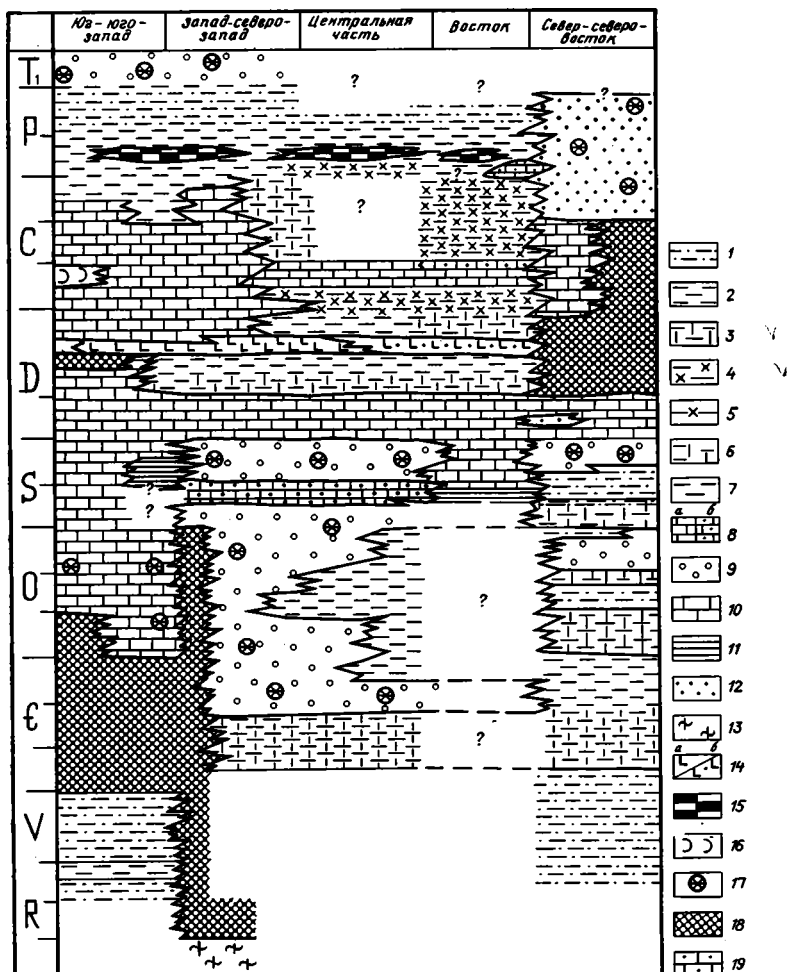


Рис. 5. Схема соотношения формаций Новой Земли

1—8 — формации миогеосинклинального (авлакогенного «активизационного») ряда, 1—4 — группа терригенных флишеидных и аспидных формаций: 1 — флишеидная средних глубин и относительно глубоководная, 2 — глинистая (аспидная) глубоководная, 3 — карбонатно-глинистая глубоководная, 4 — карбонатно-кремнисто-глинистая глубоководная; 5—8 — группа кремнисто-карбонатно-терригенных формаций: 5 — кремнисто-глинистая и глинисто-кремнистая глубоководные, 6 — карбонатно-глинистая глубоководная и относительно глубоководная, 7 — глинистая глубоководная и относительно глубоководная, 8 — известняковая (а) и песчано-известняковая (б) глубоководные; 9 — формации дейтероорогенного ряда, группа терригенных молассовых и молассоидных мелководных и прибрежно-морских формаций; 10—12 — формации плитного ряда: 10 — группа карбонатных и терригенно-карбонатных мелководных и прибрежно-морских формаций, 11 — песчано-глинистая мелководная и относительно глубоководная формации, 12 — группа терригенных и карбонатно-терригенных мелководных и прибрежно-морских формаций; 13 — метаморфические формации комплекса основания; 14 — терригенно-вулканогенная (а) и вулканогенно-терригенная (б) формации; 15—16 — отложения: 15 — марганценозные, 16 — гипсоносные; 17 — пестроцветность; 18 — отсутствие отложений; 19 — горизонты карбонатных пород в формациях орогенного ряда

те со схемой магматизма (см. таблицу) служат основой для восстановления истории геологического развития Новой Земли.

Докембрийская история развития региона, как и его структурно-тектоническое районирование на это время, из-за скудности фактического материала могут быть восстановлены только в самых общих чертах. По характеру допалеозойского фундамента здесь выделяются условно два разновозрастных блока: южный и северный. Граница между ними проводится нами по предполагаемому продолжению зоны Байдарацкого разлома [24]. Взаимоотношения этих блоков с сопредельными структурами, их конфигурация и параметры не ясны. В строении северного блока участвуют кристаллические образования раннего протерозоя? — раннего ри-

фея (нижний структурный этаж), вероятно, несогласно перекрытые верхнерифейско-палеозойскими толщами верхнего структурного этажа. Наиболее древними отложениями южного блока являются слабо-метаморфизованные породы верхнего рифея — венда (нижний структурный этаж), резко несогласно перекрытые ордовикско-нижнетриасовыми осадками верхнего этажа. Таким образом, главным отличием рассматриваемых структур является то, что южный блок после развития в геосинклинальном режиме в позднем рифее — венде испытал складчатость и инверсию на рубеже венда и кембрия, тогда как для северного блока характерно «сквозное» развитие на протяжении позднего рифея — палеозоя. Хотя байкалиды Новой Земли имеют простирание, близкое широтному, их положение в общей структуре не ясно. Возможны два варианта: либо они, не меняя простирания, уходят под воды Баренцева моря, разделяя Печорскую и Баренцевскую плиты, либо, как и более поздние структуры, испытывают разворот, протягиваясь в северо-восточном направлении западнее Новой Земли. В последнем случае северный блок должен иметь гетерогенное строение. Фрагментарность выходов пород докембрия и современные геофизические данные не позволяют этот вопрос решить однозначно.

Палеозойская история геологического развития региона восстанавливается с большей степенью достоверности. В течение кембрия на юге архипелага существовало орогенное поднятие, тогда как на севере продолжал развиваться прогиб авлакогенного типа, заложившийся еще в конце рифея — венде. Он был, по-видимому, достаточно узким и выклинивался в южном направлении. С середины кембрия западнее этого прогиба, в пределах современной акватории Баренцева моря и крайнего запада Северного острова, возникли крупные орогенные поднятия, сложенные, судя по составу поставляемых ими продуктов [7], гранитоидами, кварцитами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Заложение поднятий, как и внедрение расположенного на юго-западе Северного острова гранитоидного массива Митюшев Камень (изотопные датировки по циркону равны 680 ± 50 и 730 ± 50 млн. лет [17]), является, по-видимому, отражением байкальского тектогенеза на юге Новой Земли.

Поднятия существовали по силур и, возможно, начало девона включительно, поставляя обломочный материал в расположенный к востоку от них относительно глубоководный прогиб. Накопившиеся отложения принадлежат группе молассоидных формаций и ассоциируют с аспидными и ритмично построенными флишоидными формациями, образование которых происходило непосредственно в прогибе. По классификации О. А. Мазаровича [16], подобные толщи относятся к разряду эпиплатформенных моласс орогенной стадии активизации древних платформ. Западные районы архипелага, в строении которых резко доминируют эти отложения, возможно, следует рассматривать как участки с дейтероорогенным (по К. В. Боголепову [2]) режимом. Граница области аккумуляции и зоны поднятий проходила скорее всего по глубинному разлому, известному в литературе под наименованием Главного Новоземельского [3, 8]. Рассматриваемый прогиб авлакогенного типа предположительно имел асимметричный профиль: его западный борт был на протяжении позднего рифея — силура (или начала девона) узким и крутым, тогда как восточный — пологим и широким с постепенным переходом от относительно глубоководных отложений к более мелководным (определенно судить об этом можно только начиная с силурийского времени, см. рис. 2).

Развитие южных частей архипелага в ордовике и силуре по-прежнему оставалось резко отличным от севера. После перерыва в кембрии осадконакопление здесь восстановилось только в раннем, а кое-где — и в среднем ордовике. На протяжении ордовика-силура на юге Новой Земли в условиях интенсивного, но слабо дифференцированного по площади прогибания накапливались мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные осадки значительной мощности (до 3000 м), что и отличает их от типично платформенных. Таким образом, территория юга Новой

Земли в раннем палеозое — силуре после проявления байкальского тектогенеза развивалась в режиме, близком к платформенному. Подобный режим и тип осадконакопления существовал здесь вплоть до второй половины карбона. В раннем девоне идентичные условия седиментации доминировали на всей территории архипелага; практически повсеместно, исключая район Русской Гавани [7] (см. рис. 3, разрез 3), формировались мелководные преимущественно карбонатные толщи. В среднем девоне произошла новая дифференциация палеобассейнов, усилившаяся затем в позднем девоне — раннем карбоне, что привело к возникновению двух зон с разными условиями осадконакопления. На востоке и в центральной части Новой Земли (Карская структурно-формационная зона) развивался относительно глубоководный прогиб, в котором отлагались карбонатно-кремнисто-глинистые осадки. На юго-западе и западе его ограничением служила область мелководного осадконакопления (Баренцевская структурно-формационная зона), а на севере — зона поднятий (северная подзона Баренцевской зоны), возникшая на месте части ранее существовавшего позднерифейско-силурийского прогиба.

В конце среднего девона территория архипелага, по-видимому, под влиянием процессов тектономагматической активизации в соседней Тимано-Печорской области и некоторых районах Русской платформы испытала общий подъем, сопровождавшийся кое-где на западе выходом на поверхность и разрывом подстилающих осадков. В раннефранкское время проявилась вулканическая деятельность основного состава [9, 31], контролировавшаяся расколами субмеридионального простирания. Северным районам Баренцевской зоны в среднем девоне — раннем карбоне свойствен нестабильный тектонический режим с периодическим выходом отдельных блоков на дневную поверхность, что привело в конечном итоге к обособлению этой территории в самостоятельную (северную) структурно-формационную зону, в которой накапливался единый среднекаменноугольно-пермский комплекс мелководных, нередко пестроцветных карбонатно-терригенных типично платформенных осадков. Расположенный на территории Карской зоны прогиб в конце девона — карбоне становится еще более глубоководным; в нем в условиях некомпенсированного осадконакопления формируются преимущественно кремнистые отложения. Западный склон прогиба характеризовался значительной крутизной, о чем можно судить по резкому переходу от мелководных фаций Баренцевской зоны к глубоководным Карской.

Таким образом, на протяжении среднего девона — большей части карбона в регионе существовали следующие тектонические режимы: близкий многоэпиклиналильному («активизационный», рифтогенного типа) на востоке и близкий платформенному (интракратонного прогибания) на юге и западе, а также типично платформенный на севере Новой Земли. Проявление в среднем — позднем девоне и позднем карбоне на севере архипелага слабых орогенических движений свидетельствует о косвенных структурных связях этого района с областями иной тектонической принадлежности, в частности с более северо-восточными (Северная Земля), где проявление тектогенеза датируется предсреднекаменноугольным временем [6].

Если на севере Новой Земли со второй половины карбона и на протяжении всей перми формировались маломощные прибрежно-морские карбонатно-терригенные толщи, то на остальной территории условия осадконакопления к концу карбона повсеместно становятся глубоководными. Вся территория архипелага, исключая крайний север, оказалась расположенной в границах единой структурно-формационной зоны. На юге произошла некоторая структурная перестройка: простирание позднепалеозойского прогиба стало здесь, как и в более северных районах, субмеридиональным в отличие от северо-западного в среднем девоне — карбоне. По простиранию прогиб имел неоднородное строение. В его наиболее глубоких участках формировались тонкие кремнисто-глинистые илы и карбонаты марганца. На западе прогиб ограничивался, по-видимому, зоной барьерных рифов [32], а восточнее располагалась Карская плита,

поставлявшая обломочный карбонатный материал. В поздней перми началось «торцовое» заполнение рассматриваемого прогиба обломочным материалом, поступающим в огромных количествах с Палеоурала. Усилился рост как поперечных, так и продольных поднятий, что привело к обособлению трех структурно-формационных подзон — западной (Баренцевской), с наиболее мелководными условиями седиментации, центральной (Рогачевской), с наиболее глубоководными осадками, и восточной (Карской), с промежуточным между ними осадконакоплением. Поскольку заполнение прогиба проходило в условиях слабой перекомпенсации, то оно постепенно к концу перми — началу триаса перестал быть морфологически выраженной структурой, и условия накопления осадков стали прибрежно-морскими. В результате к середине триаса прогиб завершил свое развитие, а на рубеже триаса и юры весь регион испытал складчатость и орогенез, сопровождавшийся внедрением гранитоидов диорит-гранодиоритовой и гранит-алекситовой формаций; K-Ar- возраст их по биотиту колеблется от 180 до 210 млн. лет.

В результате раннекеммерийского тектогенеза была сформирована современная складчатая структура Новой Земли. Обособленная ранее северная зона в процессе складчатости также была причленена к общей структуре, хотя ее пликативные формы в силу большей «жесткости» этого участка характеризуются относительно простым строением. Остальная территория Северного острова дислоцирована более интенсивно: здесь широко распространены изоклиналильные складки, осложненные соскладчатými взбросами и надвигами, по которым в соприкосновение приведены толщи различного возраста. Складчатые структуры Южного острова характеризуются относительно простыми пликативными формами; типичны протяженные обычно симметричные синклинали, осложненные продольными сбросами и соскладчатými взбросами.

Среди разрывных нарушений наибольшим распространением пользуются субмеридиональные соскладчатые и поперечные к ним северо-западные — субширотные разломы. Первые имеют характер взбросов и взбросодвигов с небольшой горизонтальной амплитудой перемещения при вертикальной составляющей до 1,5—2,0 км. Наиболее значительные из них — Главный Новоземельский, разломы центральной зоны и Пахтусовский (Восточно-Новоземельский). Северо-западные — субширотные разломы обычно смещают субмеридиональные. Вместе с тем заложение их, вероятно, частично более древнее, так как они повторяют позднебайкальский структурный план, проявленный в верхнепротерозойских толщах на юге региона. Эти разрывы имеют сбрососдвиговой характер, причем горизонтальную амплитуду обычно оценить затруднительно.

Выводы по изложенному материалу сводятся к следующему.

1. В геологической истории региона выделяется несколько крупных этапов, различающихся тектоническими режимами и не совпадающими для его отдельных частей.

2. Новоземельская складчатая система имеет гетерогенный фундамент: на юге его возраст — позднебайкальский, на севере — раннепротерозойско (?) -раннерифейский.

3. В кембрии — силуре в границах региона существовали три зоны с различными режимами развития: на юге — близком к платформенному, на западе — дейтероорогенным, на севере — авлакогенного типа. В раннем девоне на всей территории режим стал близок платформенному.

4. В среднем девоне — среднем карбоне существовали две структурно-формационные зоны, развивающиеся в близком к платформенному на западе и близком миогеосинклиналильному (активизационному) на востоке режимах. Последний был свойствен большей части Новой Земли и в позднем палеозое; лишь на крайнем севере в это время существовал платформенный режим развития.

5. На рубеже триаса и юры в результате раннекеммерийского тектогенеза была сформирована Пай-Хойско-Новоземельская складчатая система, унаследовавшая основные структурные элементы позднепалеозойского прогиба; одновременно произошло внедрение гранитоидов.

6. Учитывая характер структур обрамления, тектоническая структура Новой Земли может быть классифицирована как интракратонная подвижная зона.

Поскольку до последнего времени Пай-Хойско-Новоземельский регион рассматривается в ряде публикаций как продолжение структур Урала, на этом вопросе следует остановиться особо. Как показано выше, на протяжении ордовика — первой половины карбона южные и юго-западные районы Новой Земли развивались в режиме, близком к платформенному. Подобные условия осадконакопления существовали на о-ве Вайгач, на крайнем западе Пай-Хоя, в Тимано-Печорском регионе, а в раннем — среднем палеозое и на западном склоне Урала [28]. Восточные районы Пай-Хоя характеризовались более глубоководными условиями, в целом близкими таковым в Лемвинской зоне Полярного Урала. На севере Новой Земли с позднего протерозоя по силур включительно развивался глубоководный прогиб авлакогенного типа. После периода выравнивания тектонических условий в раннем девоне на протяжении среднего девона — карбона на Новой Земле возникла новая структурно-формационная зональность, существовавшая в более южных районах (Пай-Хой — Полярный Урал) уже с раннего палеозоя. После проявления герцинской складчатости Урал со второй половины карбона утрачивает, за исключением северо-западных районов, структурные связи с более северными территориями, и образующиеся горные цепи, ориентированные по отношению к ним ортогонально, становятся поставщиками обломочного материала в Пай-Хойско-Вайгачско-Новоземельский прогиб, который продолжает здесь уже самостоятельное развитие, закончившееся раннекиммерийским тектогенезом.

Каково же возможное положение региона в общей структуре с позиций других глобальных моделей строения литосферы? С позиций тектоники плит в палеозое он располагался в границах кратона на одном из ответвлений Уральской сутуры (по геофизическим данным предполагается, что герциниды Урала на севере заворачивают к югу-востоку [29]) и в допозднепалеозойское время периодически обнаруживал связи с Уральским океаническим бассейном. После замыкания последнего и орогенеза процессы активизации на продолжении упомянутого шва (сутуры) привели к развитию собственно Пай-Хойско-Новоземельского интракратонного прогиба. Существование в палеозое к востоку от Новой Земли океана, по имеющимся геологическим и геофизическим данным, сомнительно. Подобные прогибы и обстановки осадконакопления существовали в позднем палеозое на Таймыре [23] и Северо-Востоке Азии [30], что может свидетельствовать о их расположении вдоль единого глубинного структурного шва. Формационные особенности верхоянского комплекса и начало его накопления, обычно датируемое среднекаменноугольным временем, близки одновозрастным образованиям на Новой Земле и Таймыре, однако диапазон его формирования более продолжителен — по среднюю юру включительно, и складчатые преобразования происходили позднее — в позднем мезозое, также сопровождаясь гранитоидным магматизмом.

Согласно геоблоковой модели строения литосферы, регион может рассматриваться в качестве внутриконтинентальной межгеоблоковой седиментогенной системы, оформившейся в среднем девоне. В современном тектоническом плане она располагается, по Л. И. Красному [14], между Баренцевским и Карским геоблоками молодых платформ, а на юго-западе граничит с Тимано-Печорским клинораздвиговым блоком [15] древних платформ. Такое положение Пай-Хойско-Новоземельской межгеоблоковой системы предопределило сложную историю ее геологического развития.

В заключение остановимся на кратком рассмотрении некоторых частных вопросов, возникших в связи с проведенным анализом и имеющимися материалами по этому и смежным регионам. В настоящее время ряд исследователей [1] на фактическом материале показали существование интенсивных горизонтальных перемещений на Пай-Хое, кото-

рые изменили здесь первичную фациальную зональность. В связи с этим высказываются предположения о возможности таких явлений и на Новой Земле. Богатые фактические данные противоречат таким построениям. Отсутствие значительных латеральных перемещений подтверждается, как правило, постепенными, хорошо документированными фациальными переходами и симметричным строением Новоземельских антиклинальных структур. Исключением, до некоторой степени, является Пахтусовский район на востоке Северного острова, где появляются карбонатные отложения силура, располагающиеся восточнее более глубоководных карбонатно-терригенных осадков, а также фиксируются запрокидывания слоев на запад, а не на восток, как в других районах восточного побережья.

Список литературы

1. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Н.* Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя//Геотектоника. 1984. № 2. С. 51—57.
2. *Боголепов К. В.* О некоторых проблемах орогенеза//Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 8—17.
3. *Бондарев В. И.* Пай-Хойско-Новоземельская складчатая система//Тектоника и новейшая тектоника центральной части Советской Арктики. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 46—62 (Тр. НИИГА. Т. 135).
4. *Бондарев В. И.* Схема подразделения ордовикских отложений юга Новой Земли, о. Вайгач и Северного Пай-Хоя//Ученые записки НИИГА. Сер. палеонт. и биострат. 1964. Вып. 5. С. 5—15.
5. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
6. Геология архипелага Северная Земля. Л.: Севморгеология, 1982. 175 с.
7. Геология и стратиграфия Новой Земли. Л.: Севморгеология, 1979. 117 с.
8. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Л.: Недра, 1970. 547 с.
9. Геология Южного острова Новой Земли. Л.: Севморгеология, 1982. 146 с.
10. *Ковалева Г. Н.* История становления тектонической структуры Южного острова Новой Земли//Автореф. канд. дис. М.: Изд-во МГУ, 1984. 16 с.
11. *Ковалева Г. Н., Кораго Е. А., Смирнова Л. Н.* Стратиграфия и тектоническая позиция древнейших отложений Южного острова Новой Земли//Бюлл. МОИМ. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 4. С. 80—88.
12. *Кораго Е. А., Ильин В. Ф., Ковалева Г. Н.* Особенности минерализации Новой Земли//Сов. геология. 1987. № 6. С. 90—101.
13. *Кораго Е. А., Тимофеева Т. Н., Ильин В. Ф.* Тектоническая позиция и металлогения магматических формаций Новой Земли//Тезисы докл. VII Всесоюз. петрограф. совещания. Новосибирск, 1986. С. 140—141.
14. *Красный Л. И.* Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.
15. *Красный Л. И.* О клинораздвиговых структурах и граничных углах//Геотектоника. 1987. № 4. С. 3—18.
16. *Мазарович О. А.* Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций: Автореф. докт. дис. М.: Изд-во МГУ, 1973. 40 с.
17. Новая Земля на ранних этапах геологического развития. Л.: Севморгеология, 1984. 150 с.
18. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнесилурийских отложений Вайгач-Южно-Новоземельского региона Л.: Севморгеология, 1981. 205 с.
19. Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: Севморгеология, 1983. 170 с.
20. Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. Л.: Изд-во НИИГА, 1981. 150 с.
21. Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. 152 с.
22. *Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.* Оползневые структуры в пермских отложениях Южного острова Новой Земли//Верхний палеозой и мезозой островов и побережий Арктических морей СССР. Л., 1979. С. 27—33.
23. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
24. *Пономарев Т. Я., Романова Н. В.* Герцинский магматизм Байдарацкой зоны разломов//Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 3. С. 678—682.
25. *Соболевская Р. Ф., Ковалева Г. Н., Труфанов Г. В., Матвеев В. П.* Ордовикские и силурийские отложения северо-восточной оконечности Новой Земли//Сов. геология. 1988. № 5.
26. *Соловьев И. А., Труфанов Г. В., Кораго Е. А., Виноградова О. Н., Матвеев В. П., Шемакин Е. В.* Кембрийские отложения Новой Земли//Сов. геология. 1986. № 3. С. 65—76.
27. Стратиграфия и фауна палеозоя Новой Земли. Л.: Севморгеология, 1985. 125 с.
28. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1982. 200 с.
29. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

30. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
- √31. *Тимофеева Т. Н.* Девонский мафитовый магматизм Новой Земли: Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 17 с.
32. *Устрицкий В. И.* О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра//Геотектоника. 1985. № 1. С. 51—55.
33. *Черкесова С. В.* Новая Земля и Вайгач. Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 1. М.: Недра, 1973.
34. *Шеколдин Р. А.* Стратиграфия и палеогеография девона юга Новой Земли: Автореф. канд. дис. Л., 1984. 19 с.
35. *Юшкин Н. П., Тимонин Н. И., Фишман М. В.* Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южно-Новоземельского антиклинория//Тр. Геол. ин-та Коми ФАН СССР. 1975. Вып. 6. 25 с.

ПГО «Севморгеология»,
Ленинград, 190121

Поступила в редакцию
5.VII.1988

УДК 551.243 (234.853)

©

СКРИПИИ А. А., ЮНУСОВ Н. К.

СТРУКТУРЫ РАСТЯЖЕНИЯ И СЖАТИЯ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В последние годы строение Южного Урала и Предуральского прогиба, а также смежного склона Восточно-Европейской платформы по линии Стерлитамак — Магнитогорск изучалось методом регионального сейсмопрофилирования ОГТ до глубин ~20 км. В Предуральском прогибе установлено крутое погружение поверхности фундамента с глубин 12—13 км на границе со склоном платформы до 19 км на границе с Уралом. Эта поверхность представляет собой западный борт древнейшего Уральского седиментационного бассейна, который в рифейское время трансгрессировал на запад в связи с перикратонным опусканием Восточно-Европейской платформы. В чехле Предуральского прогиба и склона платформы выявлено широкое развитие дислокаций растяжения, синхронных образованию герцинской чешуйчато-складчатой структуры смежной зоны Урала. Рассматривается возможный механизм сопряженного развития этих дислокаций.

Основными структурными элементами зоны сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы между городами Стерлитамак и Магнитогорск являются юго-восточный склон платформы, Предуральский прогиб и западное крыло Башкирского антиклинория Урала. Эти элементы в настоящее время успешно изучаются методом регионального сейсмопрофилирования ОГТ, проводимого производственным объединением «Башнефтегеофизика» с целью уточнения тектонического строения и перспектив нефтегазоносности района. Уже получен временной разрез по одному из наиболее протяженных (203 км) профилей, который сечет вкрест простирания не только названные структурные элементы, но и более восточные зоны Башкирского Урала — Зилаирский синклиний (там, где он вмещает массивы Крака), Уралтауский антиклинорий, западное крыло и осевую зону Магнитогорского мегасинклиория (рис. 1А—Б). В статье приводится лишь западная часть этого разреза (рис. 2), которая связывает глубокие скважины 5-Шихан (3972 м) и 1-Кулгуннино (5154 м), пробуренные соответственно на западном борту Предуральского прогиба и одноименном крыле Башкирского антиклинория на расстоянии около 52 км друг от друга.

Согласно концепции шарьяжного строения Урала [3], предполагалось, что скв. 1-Кулгуннино пересечет рифейские отложения, слагающие аллохтонную структуру Башкирского антиклинория, и на глубине ~2500 м вскроет автохтонные палеозойские отложения Восточно-Европейской платформы, с которыми связываются перспективы нефтегазоносности. Однако скважина, пробуренная до абсолютной глубины 4683 м, не подтвердила это предположение. Она вскрыла нормальный разрез рифея, представленный (сверху вниз) типичными каратауской, юрматинской и бурзянской сериями циклических отложений [1]. Тем не менее существует предположение некоторых авторов о том, что «плоскость срыва (основание шарьяжа) располагается глубже забоя скважины и может быть достигнута на некоторой глубине при углублении скважины» [4, с. 47]. На решение этого кардинального вопроса тектоники и выявления перспектив нефтегазоносности Урала в основном и были направлены рассматриваемые сейсмические исследования.

Принятая методика полевых наблюдений позволила значительно увеличить глубинность исследований (по сравнению с таковыми на плат-



Рис. 1. А — Схема расположения района исследований

форме) и достичь отображения на временном сейсмическом разрезе (см. рис. 2) особенностей первичного седиментационного и вторичного дислокационного строения территории до глубин ~ 20 км.

НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕЙМОСТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Сеймостратиграфический анализ полученного временного разреза (см. рис. 2) показывает, что резкое различие общей картины сейсмических записей в Предуральском прогибе и на смежном (западном) крыле Башкирского антиклинория обусловлено главным образом разным характером и степенью дислоцированности осадочного чехла этих геоструктур.

В Предуральском прогибе сейсмическая запись отображает относительно спокойное платформенное залегание осадочного чехла, постепенное погружение его подошвы и увеличение общей мощности с запада на восток от 12—13 км на границе с платформой до 19 км на границе с Уралом. По интенсивности и протяженности отражений видно четкое ритмичное строение сейсмического разреза, благодаря чему он хорошо расчленяется на сеймостратиграфические комплексы нижнего, среднего и верхнего рифея, а также венда и палеозоя, разделенные соответствующими маркирующими горизонтами R_1 , R_2 , R_3 , V. Все эти комплексы слабо затронуты герцинскими дислокациями, которые, однако, в общей сложности привели к дисгармоничной форме залегания осадочного чехла относительно поверхности архей-нижнепротерозойского фундамента, характеризующейся простым погружением на восток к стороне Урала с градиентом ~ 250 м/км. Вблизи Урала поверхность фундамента обнаруживается на предельных глубинах сейсмической записи — порядка 19 км.

Осадочный чехол залегает на фундаменте с резким угловым несогласием типа трансгрессивного прилегания, характерного для краевой части бассейна. Соответственно в основании чехла выделяется мощная (~ 5 км) клиноформа предположительно нижнепротерозойских отложений, которая указывает на существование к началу рифея на месте современного

Предуральского прогиба западного борта глубокого Уральского седиментационного бассейна. В рифейское время этот бассейн постепенно трансгрессировал на запад в связи с перикратонным опусканием Восточно-Европейской платформы.

В пределах западного крыла Башкирского антиклинория сейсмическая запись отличается преобладанием слабых хаотичных отражений, на фоне которых отмечаются лишь фрагменты ритмичного рисунка сейсмической записи, характерного для Предуральского прогиба. Между тем именно на Башкирском антиклинории в результате многолетнего геологического картирования установлены естественные седиментационные циклы нижнего, среднего и верхнего рифея, которые служат основой расчленения и корреляции аналогичных седиментационных циклов, вскрываемых скважинами на юго-востоке Русской плиты и в Предуральском прогибе. Это значит, что хаотичный рисунок сейсмической записи на западном крыле Башкирского антиклинория обусловлен не первичным седиментационным строением рифейских толщ, а особенностями их деформации. Обычно в обнажениях этих толщ наблюдается мелкая внутрiformационная складчатость волочения и скальвания, развитая на фоне более крупных структур, отображаемых на сейсмических разрезах [5]. Вероятно, именно она обуславливает хаотичный рисунок сейсмической записи. Следовательно, лишь фрагменты ритмичного рисунка в совокупности с данными бурения параметрических скважин 5-Шихан и 1-Кулгуннино позволяют выделять на западном крыле Башкирского антиклинория те же сейсмостратиграфические комплексы, что и в Предуральском прогибе.

Рис. 1. Б — Структурно-геологическая карта района регионального сейсмического профиля МОГТ Южного Урала. I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский прогиб, III—VI — Южный Урал: III — Башкирский мегантиклинорий, IV — Зилаирский синклинорий, V — Уралтауский антиклинорий, VI — Магнитогорский мегасинклинорий

1 — изогипсы поверхности кыновского горизонта франского яруса в Предуральском прогибе и на склоне платформы; 2 — зона барьерных рифов ассельско-артинского возраста, разделяющая Предуральский прогиб и склон платформы; 3 — терригенно-карбонатные флишеидные отложения среднего карбона; 4 — известняки визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона; 5 — вулканогенные породы базальтового и липаритового состава визейского и серпуховского ярусов; 6 — осадочно-вулканогенные толщи турнейского яруса нижнего карбона; 7 — карбонатные и терригенно-карбонатные породы турнейского и визейского ярусов на всياчем крыле Ташлинского надвига; 8 — зилаирская свита верхнего девона — нижнего карбона и ее аналоги; 9 — осадочно-вулканогенные толщи франского яруса верхнего девона; 10 — вулканогенные породы диабазового альбитофирового, андезитового и андезитодацитового состава эйфельского и живетского ярусов среднего девона; 11 — терригенные и терригенно-карбонатные породы среднего и верхнего девона на всиячем крыле Ташлинского надвига; 12 — известняки эйфельского и живетского ярусов и грауваквовый флиш зилаирской свиты объединенные; 13 — известняки нижнего девона; 14 — андезитобазальты, их туфы, туфобрекчии, туффиты и туфопесчаники нижнего и среднего девона; 15 — вулканогенные и терригенные породы верхнего силура и нижнего девона; 16 — вулканогенные породы диабазового, андезитового, дацитового и альбитофирового состава нижнего силура; 17 — кремнистые сланцы нижнего силура; 18 — ордовикские парасланцы разного состава; 19 — ордовикские и силурийские: а — терригенные и карбонатные породы, б — углитокремнисто-глинистые сланцы и вулканогенные породы основного состава; 20 — конгломераты, песчаники и алевролиты ашинской серии венда; 21 — каратауская серия верхнего рифея; 22 — юрматинская серия среднего рифея; 23 — бурзянская серия нижнего рифея; 24 — суваянский комплекс верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя; 25 — максютовский комплекс среднего рифея; 26 — ультрабазиты (МК — массивы Крака); 27 — дайки габбро и габбро-диабазов; 28, 29 — зоны разрывных нарушений (штрихи показывают направление падения сместителя и характер смещения — сбросы (28), взбросы и надвиги (29)): 1 — Шиханская, 2 — Восточно-Шиханская, 3 — Центральнопредуральская, 4 — Восточно-Кургашлинско-Арларовская, 5 — Ташлинская, 6 — Алатауская, 7 — Калуская, 8 — Зильмердакская, 9 — Туканская, 10 — Караташская, 11 — Зюраткульская, 12 — Узаянская, 13 — Западно-Кракинская, 14 — Восточно-Кракинская, 15 — Главного Уральского разлома, 16 — Западно-Ирендекская, 17 — Восточно-Ирендекская, 18 — Восточно-Крыктинская, 19 — Западно-Кизильская, 20 — Восточно-Кизильская; 30 — горст-антиклинальные складки в Предуральском прогибе: А — Арларовская, К — Кургашлинская, Ш — Шиханская; 31 — линии сейсмических профилей МОГТ; 32 — часть Кулгунинского регионального сейсмического профиля, показанная на рис. 2; 33 — скважины: 5-Ш — 5-Шихан, 1-К — 1-Кулгуннино

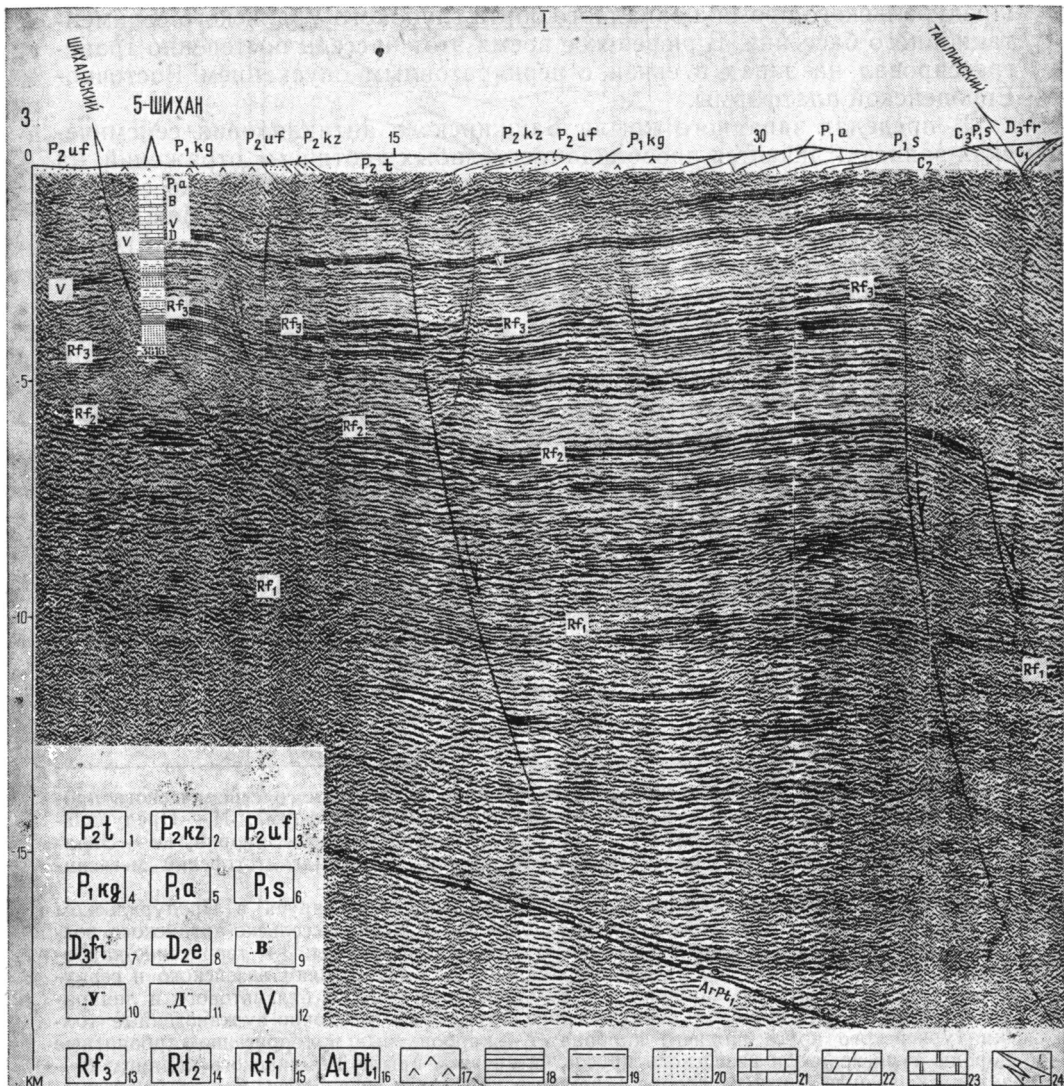


Рис. 2. Сейсмический разрез МОГТ через Предуральский прогиб (I) и западное крыло Башкирского антиклинория (II) на широте г. Стерлитамака и его геологическая интерпретация

1—6 — ярусы верхнего и нижнего отделов пермской системы: 1 — татарский, 2 — казанский, 3 — уфимский, 4 — кунгурский, 5 — артинский, 6 — сакмарский; 7 — франкий ярус верхнего девона; 8 — эйфельский ярус среднего девона; 9—11 — основные отражающие горизонты палеозойской части разреза: 9 — верейский горизонт московского яруса среднего карбона, 10 — бобриковский горизонт визейского яруса нижнего карбона, 11 — кыновский горизонт франского яруса верхнего девона; 12—16 — основные отражающие горизонты додевонских отложений, предположительно соответствующие поверхностям венда (12), верхнего рифея (13), среднего рифея (14), нижнего рифея (15), архей-нижнепротерозойского фундамента (16); 17—24 — породы, вскрытые глубокими скважинами: 17 — соленосные, 18 — аргиллиты, 19 — алевролиты, 20 — песчаники, 21 — известняки, 22 — мергели, 23 — доломиты, 24 — габбро-диабазы; 25 — границы свит на колонках скважин; 26 — стратиграфическое и угловое несогласие, осложненное тектоническим срывом; 27—28 — разрывные нарушения: взброснадвиги (27) и сбросы (28)

МОРФОЛОГИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСЛОКАЦИИ РАСТЯЖЕНИЯ И СЖАТИЯ В ПРЕДУРАЛЬСКОМ ПРОГИБЕ

Как уже отмечалось, по форме залегания все комплексы осадочного чехла Предуральского прогиба образуют практически единый структурный этаж, характеризующийся слабым развитием герцинских дислокаций. Среди них преобладают листрические сбросы, сместители которых

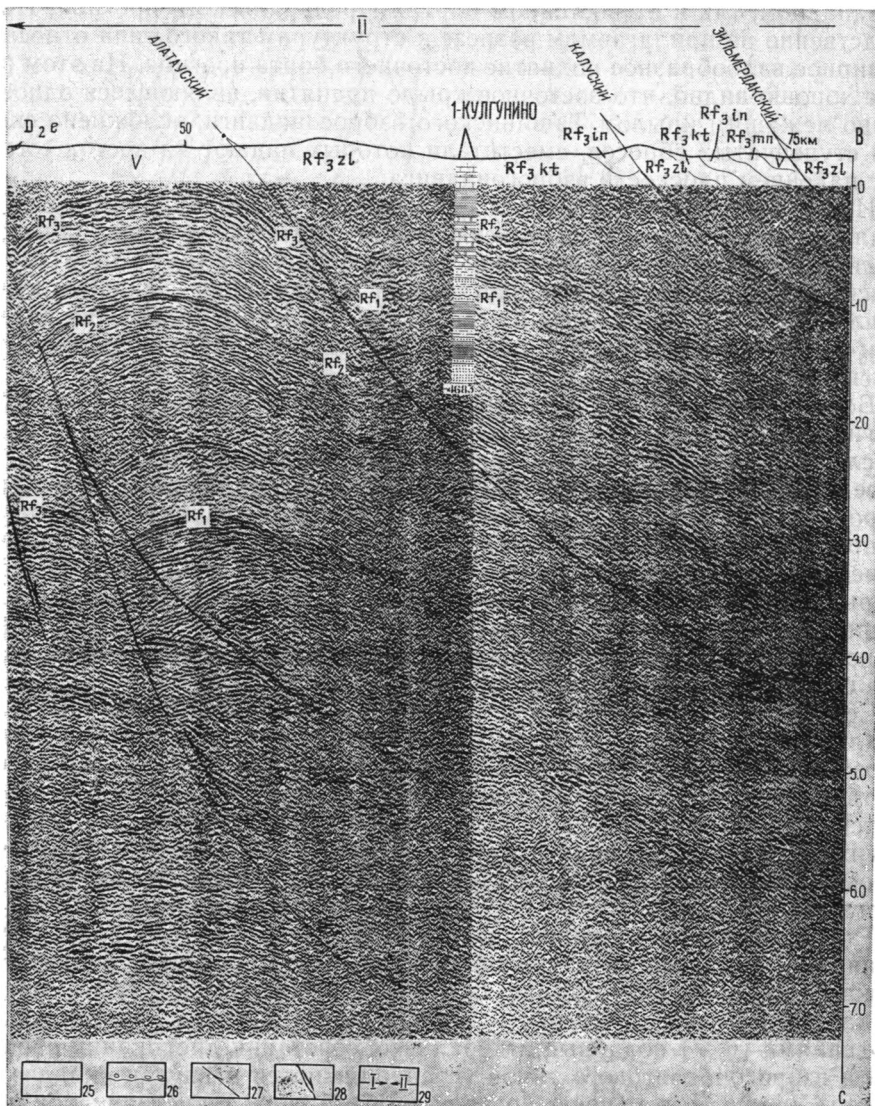


Рис. 2. (II-я часть)

падают на восток согласно с общим погружением поверхности фундамента и увеличением мощности осадочного чехла. При этом с глубиной наблюдается заметное выполаживание сместителей сбросов, указывающее на их тесную связь с дифференцированным послойным скольжением соответствующего восточного направления. В меньшей мере развиты сбросы, сместители которых падают в сторону, противоположную погружению фундамента (несогласнопадающие сбросы). Они как бы оперяют главные согласнопадающие сбросы и образуют вместе с ними грабеновые структуры растяжения, особенно широко развитые в осевой зоне Предуральского прогиба (рис. 3, см. также рис. 2).

На западном крыле прогиба обращает на себя внимание необычная Шиханская горст-антиклиналь, которая с одной стороны (на западе) ограничена взбросонадвигом, а с другой стороны (на востоке) — нормальным сбросом. Сместители того или другого нарушения падают на восток и сближаются на глубине, в результате чего Шиханская горст-антиклиналь приобретает форму бескорневого клина, несколько опрокинутого и выжатого в западном направлении.

Подобные глыбовые структуры, ограниченные с разных сторон разрывными нарушениями разного типа, выделяются и в других местах как

на западном, так и на восточном бортах Предуральского прогиба. Непосредственно на прилагаемом разрезе к структурам такого типа относится обширное валообразное поднятие восточного борта прогиба. На этом разрезе хорошо видно, что восточное крыло поднятия, являющееся одновременно лежащим крылом Ташлинского взбросонадвига, осложнено системой ступенчатых сбросов, сместители которых падают на восток согласно с падением плоскости взбросонадвига.

Итак, непосредственно перед фронтальными дислокациями сжатия Урала развиты дислокации максимального растяжения Предуральского прогиба и ступенчатого опускания его в сторону Урала. Соответственно выясняется, что дислокации растяжения и опускания лежащего крыла Ташлинского взбросонадвига и всего Предуральского прогиба не претерпели существенного бокового давления со стороны Урала в процессе герцинского тектогенеза.

Возможно, что сбросовые дислокации растяжения Предуральского прогиба заложены в доорогенный этап, но главное, что они развивались унаследованно — без смены на противоположный тип дислокаций в процессе герцинского тектогенеза. Нет никаких признаков наложения взбросонадвиговых дислокаций на сбросовые дислокации Предуральского прогиба даже непосредственно перед Уралом, что хорошо видно в современном структурном плане, запечатленном на временном разрезе. Разрывы сбросового типа в Предуральском прогибе и взбросонадвигового типа в смежной зоне Урала характеризуются, хотя и незначительным, но последовательным увеличением амплитуды с глубиной, особенно в зоне их сближения (см. рис. 2 и 3).

Согласно общепринятым представлениям [2], образование такого латерального сочетания дислокаций противоположного типа считается невозможным в результате единого механизма структурообразования. Существующие геотектонические концепции (как фиксистские, так и мюбилистские) предполагают лишь последовательное возникновение тектонических условий растяжения и сжатия, разделенных существенным перерывом в развитии деформаций (что выражается обычно в виде углового несогласия).

Таким образом, возникает необходимость поиска альтернативного механизма, объясняющего одновременное (параллельное) развитие в смежных зонах дислокаций растяжения и сжатия. Это тем более важно, так как последними данными сейсморазведки МОГТ и структурными наблюдениями [6, 7] подобные латеральные сочетания дислокаций сбросового и взбросонадвигового типов устанавливаются и внутри складчатой системы Урала. Ниже (после более подробной характеристики фронтальных дислокаций Урала) делается попытка объяснить эту еще не изученную особенность тектоники Урала.

МОРФОЛОГИЯ ДИСЛОКАЦИЙ ЗАПАДНОГО КРЫЛА БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ВОЗМОЖНАЯ ВЗАИМОСВЯЗЬ ОРОГЕННОГО И РИФТОГЕННОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

По смещениям рисунка сейсмической записи осадочных комплексов на западном крыле Башкирского антиклинория (см. рис. 2) хорошо прослеживаются на глубину Ташлинский, Алатауский и Зильмердакский взбросонадвиги, установленные ранее на поверхности геологическим картированием. Они в сочетании с пологими приразломными антиклиналями и синклиналями образуют типичную чешуйчато-складчатую структуру западного крыла антиклинория. Поверхности взбросонадвигов, которые одновременно являются осевыми поверхностями приразломных складок, имеют восточное падение и закономерно выполаживаются с глубиной, возможно, вплоть до совмещения с общим восточным наклоном глубоких горизонтов западного Урала.

На временном и геологическом разрезах (см. рис. 2 и 3) хорошо наблюдаются и другие характерные особенности морфологии тектонических структур западного крыла Башкирского антиклинория и его сопряжения

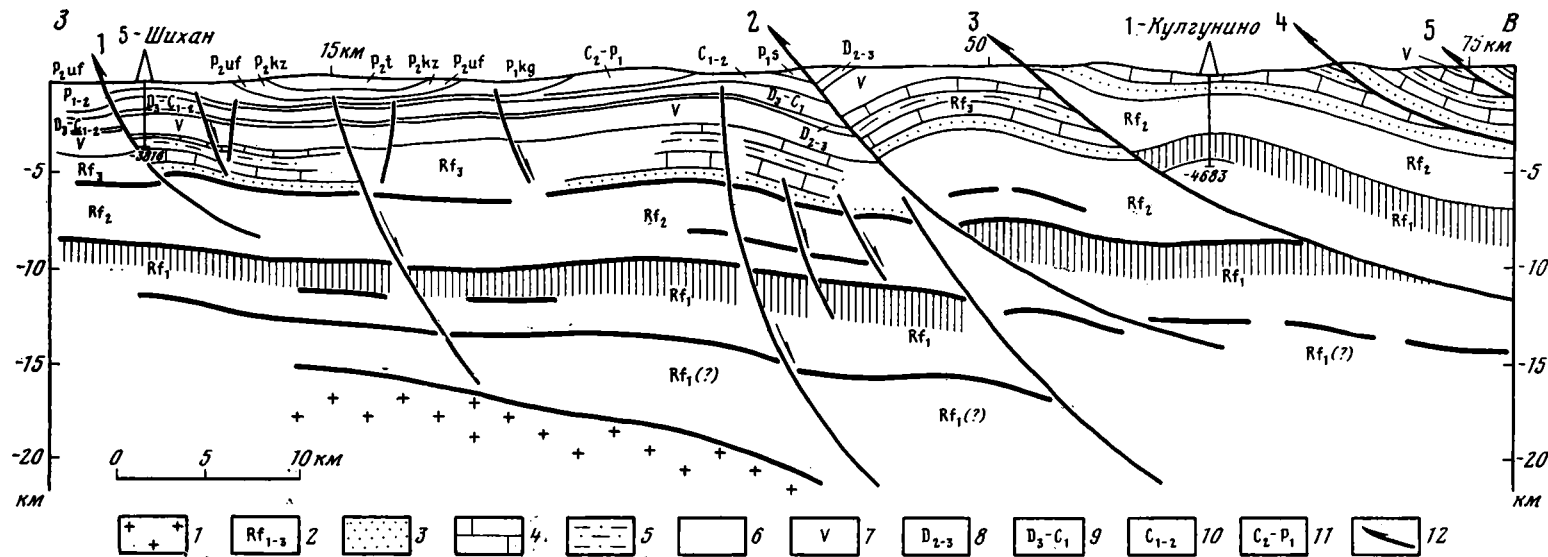


Рис. 3. Геологический профиль, составленный на основе сейсмического разреза МОГТ
 1 — архей-нижнепротерозойский фундамент; 2 — терригенно-карбонатные комплексы нижнего, среднего и верхнего рифея, с границами которых связаны маркирующие отражающие горизонты; 3 — песчаники зильмердакской свиты верхнего рифея; 4 — известняки и доломиты катавской и миньярской свит верхнего рифея; 5 — песчаники, алевролиты и сланцы инзерской свиты верхнего рифея; 6 — маркирующая черносланцевая толща бакальской свиты нижнего рифея; 7 — терригенный комплекс венда; 8—11 — комплексы палеозойского чехла: 8 — терригенно-карбонатный комплекс среднего и верхнего девона, с кровлей которого связано отражение «Д», 9—10 — карбонатные комплексы верхнего девона и нижнего карбона (9) и нижнего и среднего карбона (10), разделенные отражающим горизонтом «У», 11 — карбонатный комплекс, с подошвой которого связан отражающий горизонт «В»; 12 — взбросоадижи: 1 — Шиханский, 2 — Ташлинский, 3 — Алатауский, 4 — Калуский, 5 — Зильмердакский. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

с Предуральским прогибом. Видно, что вдоль всех взброснадвигов примерно с одинаковой амплитудой, порядка 3—5 км, смещены все комплексы пород, участвующие в строении Башкирского антиклинория. При этом фронтальный (Ташлинский) взброснадвиг Урала выступает как частный элемент чешуйчато-складчатой структуры западного крыла антиклинория с характерной западной вергентностью (направленность смещений). В его лежащем крыле палеозойские породы погружаются до глубины около 3 км, а в высшем крыле выведены на дневную поверхность и уничтожены эрозией. Это однозначно показывает несостоятельность представлений о шарьировании докембрийских комплексов Башкирского антиклинория на нефтегазоносный палеозой Восточно-Европейской платформы. Зона предполагаемого погружения платформенного автохтона под Уральский аллохтон фактически имеет форму своеобразной асимметричной грабен-синклинали, ограниченной на западе системой ступенчатых сбросов, а на востоке — фронтальным взброснадвигом Урала.

Учитывая, что непосредственно перед фронтальными чешуйчато-складчатыми дислокациями сжатия Урала наблюдается максимальное растяжение осадочного чехла Предуральского прогиба и ступенчатое смещение его по системе листрических сбросов под эти дислокации, можно предполагать, что в эпоху герцинского тектогенеза где-то на глубине, вероятно, базальтового слоя происходило перемещение вещества из-под Предуральского прогиба и смежного склона платформы в сторону складчатого Урала. Это перемещение увлекло за собой лежащие выше толщи земной коры и создало структуры растяжения и опускания в Предуральском прогибе и на склоне платформы и структуры поднятия и чешуйчато-складчатого скупивания в смежной зоне Урала. При этом глубинное перемещение, вероятно, явилось следствием предшествующего длительного общего прогибания земной коры Урала и смежной части платформы и отражает изостатическую реакцию на это прогибание. Последнее привело к тектоническому утонению земной коры под Предуральским прогибом и смежным склоном платформы и утолщению ее под Уралом главным образом за счет перераспределения мощности базальтового слоя, о чем свидетельствуют соответствующие крупные формы пластического пережима и раздува базальтового слоя [5, 7].

Важнейшим признаком предполагаемого глубинного смещения является срыв осадочного чехла Предуральского прогиба и смещение его с запада на восток по склону поверхности фундамента. Наблюдаются признаки соответствующего волочения базальных горизонтов осадочного чехла и плоскости срывов внутри чехла и фундамента, параллельные границе последних. Все это в сочетании с круто наклоненной поверхностью фундамента и закономерным выполаживанием сместителей сбросов по мере их приближения к кровле фундамента определенно указывает на скольжение (сползание) осадочного чехла Предуральского прогиба в сторону Урала.

Неравномерность сползания осадочного чехла Предуральского прогиба (в основном возрастание его интенсивности с глубиной) обусловила образование согласнападающих листрических сбросов и вращение разобщенных ими блоков в сторону, противоположную сползанию. Характерной чертой такого вращения является, в частности, опускание осевой зоны прогиба и одновременное поднятие его восточного крыла перед зоной погружения под фронтальный надвиг Урала. С вращением блоков также тесно связано образование на их опущенных краях грабенов и других структур растяжения, а на приподнятых краях — структур сжатия типа Шиханской и Арларовской горст-антиклиналей. В общей сложности неравномерность глубинного сползания осадочного чехла Предуральского прогиба привела к трансформации горизонтального смещения в относительно приповерхностное дифференцированное вертикальное движение, хотя само сползание, так же как и отмеченное перемещение вещества базальтового слоя, вероятно, отражает изостатическую реакцию на еще более глубинное и обширное вертикальное движение (в данном случае

прогибание), контролировавшее развитие седиментационного бассейна Урала и Приуралья в вендско-рифейское и палеозойское время.

Следует отметить, что охарактеризованному блоковому механизму трансформации общего сползания осадочного чехла Предуралья прогиба в дифференцированные приповерхностные дислокации предшествовал соответствующий пликативный механизм в виде дисгармоничного коробления осадочного чехла и пластического перераспределения мощностей отдельных его горизонтов. Например, в ядре Шиханской горст-антиклинали хорошо видно тектоническое увеличение мощности пластичных толщ верхнего рифея, а в смежных восточных грабенах — уменьшение мощности этих толщ.

В заключение можно выделить следующие основные результаты проведенного комплексного структурного анализа материалов регионально-сейсмопрофилирования МОГТ, глубокого бурения и геологического картирования в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы.

1. Выявлено характерное растяжение и ступенчатое опускание поверхности фундамента и осадочного чехла Предуралья прогиба по системе листрических сбросов, сместители которых падают в сторону Урала и особенно интенсивно развиты непосредственно перед его фронтальным взбросонадвигом.

2. Уточнено строение чешуйчато-складчатых дислокаций западного крыла Башкирского антиклинория и показана несостоятельность представления о шарьировании докембрийских комплексов антиклинория на нефтегазоносные палеозойские отложения Восточно-Европейской платформы.

3. Намечен возможный механизм сопряженного параллельного развития в процессе герцинского тектогенеза преимущественно сбросовых дислокаций растяжения в Предуральском прогибе и взбросонадвиговых дислокаций сжатия в смежной зоне Урала в результате компенсационного перемещения вещества глубоких горизонтов земной коры (в основном базальтового слоя) из-под Предуральского прогиба и склона платформы в сторону Урала. Предполагается, что это перемещение увлекло за собой лежащие выше комплексы фундамента и осадочного чехла Предуралья прогиба и склона платформы и обусловило развитие в них структур опускания и растяжения, одновременно вызвав поднятие соответствующих комплексов Урала и чешуйчато-складчатое сучивание их на западном крыле Башкирского антиклинория.

Список литературы

1. Андреев Ю. В., Иванова Т. В., Келлер Б. М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 10. С. 57—65.
2. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 186—187.
3. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. С. 210—211.
4. Морозов С. Г., Сенченко Г. С., Андреев Ю. В., Иванов Т. В. Результаты геологических исследований по параметрическим скважинам Кулгунино-1 и Кабаково-62//Геология и геофизика нефтегазоносных областей. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 37—47.
5. Огарин И. С., Скрипий А. А. Типовые разрезы земной коры и взаимосвязь поверхностных структур с глубинными на Южном Урале и юго-восточной окраине Русской платформы//Вопр. геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 15. Уфа: БФАН СССР, 1972. С. 3—19.
6. Скрипий А. А. О морфологии и механизме образования кливажа и разрывно-складчатой структуры северной части Магнитогорского мегасинклинория//Геотектоника. 1973. № 6. С. 68—74.
7. Скрипий А. А. Типы механизмов образования геосинклинальной складчатости на Южном Урале//Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 210—217.

УДК 551.243(476)

ШИШКИН Е. И., ШИШКИНА Т. Ю.

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА**(В СВЕТЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ УСЛОВИЙ
ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ)**

На основе тектонофизической интерпретации условий образования субширотных глубинных разломов Припятского палеорифта предлагается модель возможного механизма его образования. Отмечается, что такая модель согласуется с наиболее распространенными представлениями о деформациях земной коры в процессе континентального рифтинга. Делается вывод о возможности применения предлагаемой модели для изучения других рифтовых структур, а также о перспективности построения аналогичных моделей деформирования земной коры при изучении сейсмичности и других геологических процессов, связанных с деформациями горных пород.

Припятский палеорифт является северо-западным звеном Припятско-Днепровско-Донецкой системы герцинских палеорифтов. По существующим представлениям [9, 12, 13], формирование их современной структуры тесно связано с заложением и развитием глубинных разломов субширотного простирания. В пределах Припятского палеорифта наиболее крупные из них — суперрегиональные краевые — ограничивают Припятский грабен с севера и юга, другие — региональные — проходят внутри него, разделяя тектонические ступени.

По своей кинематической природе большинство субширотных разломов является сбросами, что в сочетании с продольной ориентацией позволяет связывать причины их возникновения с растяжением земной коры на основной стадии рифтинга [1, 3]. В пользу связи субширотных разломов с процессами рифтогенеза свидетельствует также сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии (рис. 1), построенная Р. Г. Гарецким и С. В. Клушиным по результатам глубинного сейсмического зондирования методом ОГТ [5, 6]. В этой модели названные разломы представляют собой систему типичных листрических нормальных сбросов, образование которых довольно часто сопровождается формированием рифтов [4, 7, 11]. Предполагается, что рифтогенез в Припятском прогибе проявился в листрическом раскалывании земной коры, сопровождавшемся проседанием и некоторым вращением тектонических блоков по криволинейным поверхностям листрических сбросов [1, 5, 6].

По данным ГСЗ, наиболее крупные широтные разломы Припятского палеорифта, хорошо проявленные в структуре платформенного чехла, как правило, пронизывают всю земную кору и даже проникают в верхнюю мантию до глубин 50—60 км. В приповерхностной зоне земной коры они имеют наклон к горизонту до 70—80° (реже 45—60°), затем он уменьшается до 45°, а с глубин 20 и особенно 30 км плоскости разломов начинают быстро выполаживаться до субгоризонтального положения. При этом они либо рвут поверхность М, уходя глубже ее под разными, но небольшими углами, либо сливаются с ней. Характерно также то, что практически все описываемые разломы наклонены в сторону осевой линии прогиба. Наряду с разломами, доходящими до поверхности М, имеются разрывные нарушения аналогичной формы (преимущественно в осевой зоне прогиба), не проникающие глубже 20—25 км [1, 5, 6].

Вопрос о механизме листрического раскалывания земной коры — составная часть общей проблемы выявления механизмов формирования глубинных разломов, решение которой заметно продвинулось в послед-

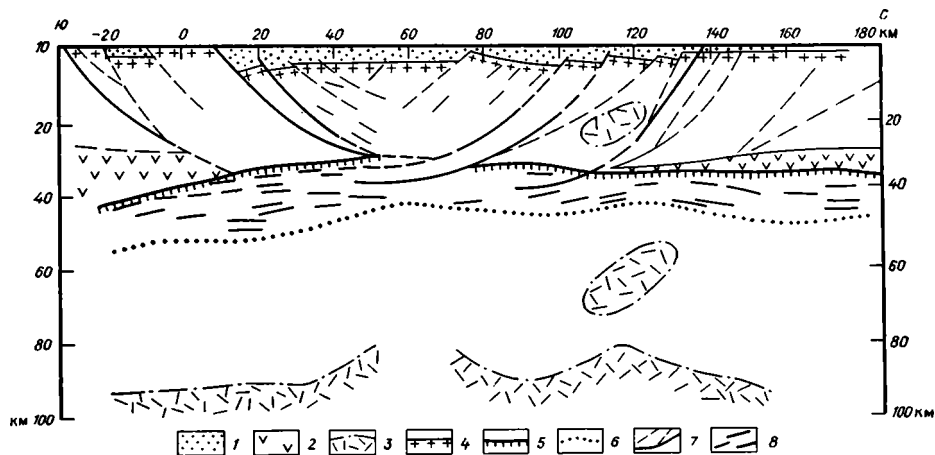


Рис. 1. Сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии Припятского палеорифта по профилю VIII—VIII [5]
 1 — платформенный чехол; 2 — клиноформа в низах земной коры; 3 — волноводы и их контуры; 4 — поверхность фундамента; 5 — поверхность М; 6 — нижняя граница зоны коро-мантийной смеси; 7 — листрические разломы; 8 — основные отражающие площадки, предположительно связанные с тектонической расслоенностью в коро-мантийной смеси

ние годы. В связи с широким использованием тектонофизических методов удалось установить, что огромное влияние на процесс разломообразования оказывает реологическая расслоенность земной коры [8, 14—16 и др.].

К настоящему времени предложен ряд схем реологической зональности земной коры и пересекающих ее разломов. Они различаются в деталях, но едины в том, что сверху вниз в земной коре располагаются области хрупкого, затем квазихрупкого, квазипластического, пластического (катакластического) разрывообразования и, наконец, еще глубже область пластического (дислокационного) течения горных пород [8, 14—16]. Предполагается, что положение границ перехода от уровня к уровню для каждого из отдельных участков земной коры индивидуально и, кроме того, меняется во времени, так как зависит от всестороннего и порового давлений, температуры и скорости деформации [15].

Приведенная схема хорошо согласуется с данными полевого картирования различно эродированных разломов [15 и др.], но оставляет много неясных моментов в объяснении физической сущности процесса разломообразования. Выделяемые в ней области катакластического, квазипластического и квазихрупкого разрывообразования по существу отражают лишь степень проявления пластической и хрупкой составляющих в едином смешанном типе деформирования. Предлагаемая ниже модель деформирования земной коры в обстановке тектонического растяжения основана на представлении о реологической расслоенности коры лишь на три глубинных уровня: область хрупкого разрушения, область деформаций смешанного типа и область пластических деформаций. Такое представление находится в полном соответствии с тем, что различают только три аналогичных главных типа поведения горных пород при деформации [10].

Для описания модели зададим граничные условия. Пусть земная кора представляет собой слой сплошной квазиизотропной среды, а растягивающие усилия способны вызвать неупругие остаточные деформации горных пород на всех глубинных уровнях, и действуют они достаточно длительное время, позволяющее проявиться названным деформациям. Существенное значение для рассматриваемой модели имеют условия приложения к земной коре растягивающих усилий. Не рассматривая проблему природы таких усилий в целом, отметим только, что в свете представлений о причинах формирования континентальных рифтов [7] предпочтительнее считать, что они приложены к нижней части зем-

ной коры по одному из горизонтальных направлений. С учетом такого приложения внешней тектонической нагрузки будем рассматривать процессы деформации на различных глубинных уровнях также снизу вверх.

Условия деформирования пород на любом глубинном уровне, как известно, определяются совокупным воздействием литостатического и порового давлений, температурного режима и внешней тектонической нагрузки [15 и др.]. Для выявления общих особенностей механизма формирования разломов вполне достаточно рассмотреть качественные изменения деформаций в зависимости от изменения значений главных нормальных и касательных напряжений. Для этого совместим вертикальную ось Z прямоугольной системы координат с вертикальной плоскостью, в которой будут отмечаться максимальные растягивающие усилия, а ось X — с направлением их действия. Главные нормальные напряжения, действующие в направлении координатных осей, согласно [10], запишем в следующем виде:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \sigma_3 = \rho g z \left(\frac{\nu}{1-\nu} \right) + \sigma'_x, \\ \sigma_y &= \sigma_2 = \rho g z \left(\frac{\nu}{1-\nu} \right) + \nu \sigma'_x, \\ \sigma_z &= \sigma_1 = \rho g z,\end{aligned}\tag{1}$$

где $\rho g z$ — литостатическое напряжение, ν — коэффициент Пуассона, а σ'_x — напряжение, обусловленное приложенным по оси X растягивающим усилием.

Сжимающее литостатическое напряжение будем считать положительным, а растягивающее σ'_x — отрицательным. Коэффициент Пуассона ν — безразмерная величина, максимальное значение которой составляет 0,5 (для несжимаемого твердого тела). В качестве дополнительного ограничения отметим, что упругая составляющая деформаций нами не анализируется, но ей отводится роль основной причины передачи напряжений в деформируемой земной коре.

Равновесное состояние, когда никаких неупругих деформаций не происходит, выражается первыми членами приведенных уравнений. С возникновением и возрастанием напряжений σ'_x значения величины положительных сжимающих напряжений по осям X и Y будут соответственно падать, и напряженное состояние будет описываться трехосным эллипсоидом сжатия с короткой осью, ориентированной по Z , и длинной — по X .

Зафиксировав условия изменения главных нормальных напряжений вдоль координатных осей, можно перейти к рассмотрению деформаций, которые будут происходить на различных глубинных уровнях в земной коре. Для упрощения задачи анализировать деформации и напряжения будем только в плоскости ZX .

Область пластических деформаций характеризуется наиболее высокими значениями литостатического давления и температуры, которые, как показывают экспериментальные исследования, оказывают огромное влияние на пределы прочности и текучести горных пород. При возрастании всестороннего давления предел прочности пород приближается к пределу текучести и в конце концов превосходит его. Поэтому при высоком всестороннем давлении пластическое течение начинается при напряжениях ниже предела прочности. Повышение температуры понижает предел текучести и расширяет интервал текучего поведения горных пород [10].

Реализация пластического способа деформирования дислокационного типа возможна уже при давлениях и температурах, существующих ниже границы M при мощности земной коры в 35 км [8]. Близкие значения глубин для описываемой области указывают и другие исследователи [14—15 и др.]. Здесь следует отметить, что дополнительным условием для реализации такого типа деформаций, как будет показано

ниже, является отсутствие в породе каких-либо межзерновых пространств и трещин.

Конечным результатом неупругих деформаций в рассматриваемой области будет уменьшение мощности слагающих ее слоев без нарушения их сплошности.

Область деформаций смешанного типа. Ее нижняя граница обусловлена некоторым падением значений литостатического давления и температур и соответствующим сближением пределов прочности и текучести горных пород. Увеличение снизу вверх в земной коре значений предела текучести и уменьшение в том же направлении значений предела прочности пород должно привести к тому, что на некоторой глубине они поменяются местами. В этих условиях следует ожидать, что пластическая деформация будет постепенно сменяться хрупким разрушением. Основные черты деформаций в переходной зоне связаны с особенностями деформируемой среды. Большинство горных пород — это поликристаллические образования, содержащие в своем естественном залегании жидкую фазу (обычно водную), которая заполняет поры или обволакивает тонкой пленкой границы зерен. Циркулирующая по порам и трещинам жидкость приводит к увеличению порового давления, в результате чего эффективное давление между кристаллическими зернами становится ниже всестороннего давления, и сопротивление смещения зерен относительно друг друга, обусловленное их трением, уменьшается. Если поровое давление достаточно велико, то вместо дробления зерен происходит межзерновое проскальзывание, облегчающее процесс развития сколов. Даже в материалах, текучесть которых обусловлена пластичностью кристаллов, повышение порового давления ведет к расширению трещин и увеличивает вероятность распространения крупных разрывов [10].

Таким образом, пластическая деформация в рассматриваемой области будет уже происходить по типу катакластического течения, для которого определяющим моментом является не изменение формы слагающих пород кристаллических зерен, а сдвиговые смещения по трещинам и порам между ними. Когда увеличивающихся в своих размерах сдвиговых микротрещин станет в направлении действия максимальных касательных напряжений достаточно много, может произойти взламывание перемычек между ними и формирование более крупных сдвиговых макротрещин. Согласно теории Мора, ими будут два сопряженных скола, наклоненные к оси Z под углом 45° минус угол внутреннего трения породы. Точка их зарождения пространственно, по-видимому, будет совпадать с плоскостью ZY , в которой падение сжимающих напряжений по оси X должно быть максимальным. По оси Z такая точка не обязательно будет располагаться в основании рассматриваемой области, так как для возникновения крупных сдвиговых макротрещин недостаточно одного условия наличия микротрещин и пор, по которым осуществляются сдвиговые смещения, необходимо также снижение общего значения предела прочности, обеспечивающее взламывание перемычек. Однако концентрация напряжений на концах формирующихся трещин приведет не только к их прорастанию вверх — в область хрупкого разрушения, но и вниз — в область пластических деформаций. Развитие их, по-видимому, прекратится с окончанием формирования магистральных разрывов, выходящих в верхней части земной коры на свободную дневную поверхность, а в нижней — уходящих в область пластического (дислокационного) течения горных пород, где существование их в виде дизъюнктивного нарушения становится уже невозможным.

После образования указанных разломов процесс катакластического течения пород продолжится и приведет к некоторому развороту плоскостей разломов в направлении к оси X . Кроме того, развивающаяся пластическая деформация будет создавать условия для реализации по существующим разломам сдвиговых смещений сбросового типа и для возникновения на некотором удалении от первых магистральных разрывов (справа и слева от них) новых пар сопряженных сколов. Во время об-

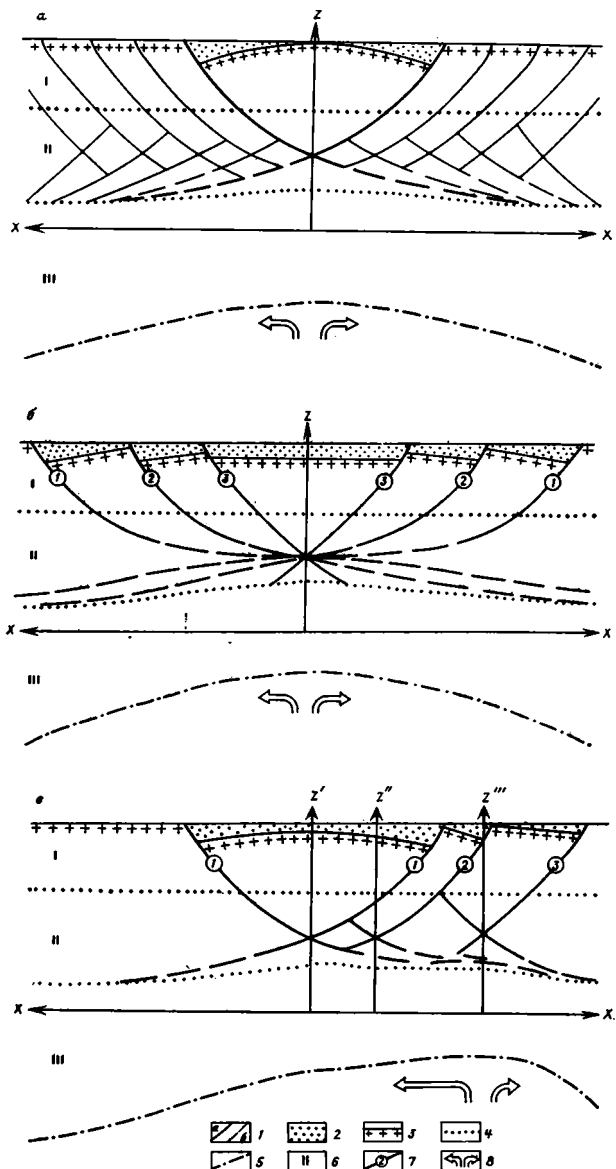


Рис. 2. Схема развития глубинных разломов в континентальной коре в условиях субгоризонтального растяжения: *a* — главных и второстепенных разломов, *b* — главных в случае симметричного приложения растягивающих усилий, *в* — главных в случае растягивающих усилий, действующих преимущественно в одном направлении
 1 — глубинные разломы главные (*a*) и второстепенные (*b*); 2 — области проседания земной поверхности, заполняющиеся рыхлыми осадками; 3 — граница изменившегося положения предрифтовой земной поверхности; 4 — границы областей с различным типом деформаций; 5 — условная граница подошвы области пластических деформаций; 6 — области деформаций: I — хрупких разрушений, II — деформаций смешанного типа, III — пластических деформаций; 7 — номера генераций разломов; 8 — направления действия растягивающих усилий

разования новых разломов катакластическое течение будет прекращаться, а с окончанием их формирования — возобновляться вновь. В результате будет проявляться цикличность в характере деформирования, связанная с чередованием пластической деформации и хрупкого разрушения. Область возникновения новых пар сколов на флангах первых (главных) магистральных разломов будет определяться шириной зоны земной коры, подвергшейся растяжению. При этом в возникающих па-

рах сопряженных сколов беспрепятственно будут развиваться лишь разрывы, субпараллельные соответствующему главному разлому (рис. 2, а).

Рассмотренные разрывы относятся к дизъюнктивам, рассекающим всю земную кору и уходящим на глубине в область пластического (дислокационного) течения горных пород, которая приурочена, как отмечалось выше, к верхним горизонтам мантии. Р. Г. Гарецкий и С. В. Клушин [5, 6] предложили называть их разломами мантийного заложения. Однако катакластическое течение горных пород в области смешанного деформирования создает условия для возникновения не только этих разрывов, но и разрывов, зарождающихся в более высоких горизонтах земной коры, в том числе и внутри блока, ограниченного главными разломами, т. е. коровых разломов по [5, 6]. К ним, по-видимому, относятся разрывы, не проникающие глубже 20—25 км (см. рис. 1). Такая глубина проникновения объясняется ограниченными возможностями их роста в условиях существования хорошо развитой сети разломов более раннего заложения.

С некоторой глубины вследствие общего уменьшения значений пределов прочности пород деформирование земной коры будет проявляться исключительно в виде хрупкого разрушения, и катакластическое течение полностью прекратится. Интенсивное проявление пластической деформации в нижних горизонтах области смешанного деформирования и ее практическое отсутствие в верхних слоях указанной области приведет к тому, что с глубиной будет изменяться степень разворота плоскостей сформировавшихся разломов. В результате в разрезе их профиль будет приобретать ковшеобразную — листрическую — форму (см. рис. 1, 2).

Отклонение плоскостей разломов от своего первоначального положения может привести к тому, что в области их зарождения условия реализации по ним сдвиговых смещений окажутся энергетически менее выгодными, чем условия возникновения вдоль площадок действия максимальных касательных напряжений новых сколов. Это обусловит развитие магистральных разрывов следующей генерации. Такая ситуация может повториться неоднократно, что приведет к образованию разломов нескольких генераций. В верхних частях земной коры отдельные разломы новых генераций могут достичь свободной дневной поверхности. Их основным отличием от разломов более раннего заложения здесь будут меньшие амплитуды смещения. Другие же сольются с уже существующими разломами так, что последующие сбросовые смещения будут происходить по разломам, отдельные участки которых заложились в разное время. В нижней части земной коры вновь возникшие разломы достигнут области пластических деформаций, а разломы предшествующих генераций, испытывая дальнейшее выполаживание и растяжение в направлении оси X , будут расчленяться на отдельные фрагменты с субгоризонтальной ориентацией (см. рис. 2, а — в). Вероятно, этим и объясняется наличие в Припятском палеорифте в области перехода от коры к мантии большого количества субгоризонтальных отражающих площадок [5, 6], обуславливающих тектоническую расслоенность в коро-мантийной смеси.

Рассмотренные выше деформации земной коры относятся в основном к случаю, когда внешние растягивающие усилия приложены к нижней ее части симметрично относительно плоскости ZY . Формирующаяся при этом сеть разрывных нарушений также симметрична относительно названной плоскости. В случае же действия внешних растягивающих усилий лишь в одном направлении, когда, например, левый блок земной коры по некоторым причинам отодвигается от неподвижного правого, плоскость действия максимальных девиаторных напряжений будет постоянно смещаться во времени и пространстве в сторону неподвижного блока. Это приведет не только к преобладающему развитию разломов, расположенных справа от осевой зоны рифта, но и к смещению в том же направлении самой названной зоны. В результате точки зарождения

разломов новых генераций, в том числе и главных, будут постоянно располагаться правее точек зарождения разломов предыдущих генераций. Как уже отмечалось, в сопряженных парах таких разломов беспрепятственно будут развиваться лишь правые ветви. Таким образом, в рассматриваемом случае становится возможным сочетание одного левого разлома, характеризующегося большой амплитудой смещения, с двумя (и более) подобными правыми разломами (см. рис. 2, в).

Область хрупкого разрушения. Здесь унаследованно будут развиваться все сколовые разрывные нарушения, возникшие в предыдущей области. Возникновение новых сколов, развивающихся по описанному плану, может привести к тому, что поверхности Земли достигнут разрывы, сопряженные с глубинными и имеющие по отношению к ним встречные наклоны. Кроме того, здесь, как и в предыдущих областях, возможно возникновение разрывных нарушений в условиях локальных полей напряжений, продуцируемых подвижками по уже имеющимся разломам. Однако условия их формирования требуют специального рассмотрения и здесь не обсуждаются. В отношении первых отметим, что ориентация плоскостей их сбрасывателей в пределах области хрупкого разрушения также может меняться с глубиной. Это следует из выражения (I). При достаточно высоких значениях литостатического давления напряженное состояние деформируемого объема продолжает отвечать трехосному эллипсоиду сжатия, при котором ориентация хрупких разрывных нарушений определяется теорией Мора. Однако в приповерхностном слое сжимающее положительное напряжение по оси Z, обусловленное литостатическим давлением, приближается к нулю. Еще быстрее падают значения положительных боковых давлений по осям X, Y. Сказываются, хотя и стремящиеся также к нулю, отрицательные напряжения по оси X, обусловленные растягивающими усилиями, приложенными к нижней части земной коры. Отрицательные напряжения по оси X могут также возникнуть, во всяком случае на начальном этапе рифтинга, за счет сводообразного изгиба земной коры в области рифтогенеза. Поэтому не исключена возможность того, что в областях тектонического растяжения земной коры напряженное состояние в приповерхностном слое отвечает случаю одноосного растяжения. Формироваться в таком поле напряжений должны отрывы, перпендикулярные к оси X. Кроме того, даже в условиях действия по всем трем координатным осям положительных сжимающих напряжений в рассматриваемом слое могут возникать трещины, параллельные направлению главной сжимающей нагрузки. Согласно В. Н. Николаевскому и В. И. Шарову [8], это эффект «раскалывания». «Он объясняется тем, что при малом общем уровне давлений возникают трещины отрыва, между бортами которых не действуют силы трения, а потому даже слабые сдвиговые усилия приводят к их прорастанию к свободной поверхности» [8, с. 20]. Такая особенность динамической обстановки в приповерхностном слое земной коры может привести к тому, что развивающиеся снизу магистральные разрывы сколового типа в пределах названного слоя будут приобретать несвойственную им субвертикальную ориентировку. А так как условия возникновения трещин отрыва зависят от множества факторов, то и влияние таких трещин на ориентацию магистральных разрывов будет неравномерным. Поэтому можно ожидать, что ориентация разломов в приповерхностном слое будет варьировать по углу наклона к горизонту от 45 до 90°.

Таким образом, суммарным проявлением деформаций в толще земной коры, подвергшейся субгоризонтальному тектоническому растяжению, должно быть общее уменьшение мощности, сопровождаемое сбросовыми смещениями блоков земной коры по листрическим разломам. При этом в переходной зоне от коры к мантии из-за сближения отдельных фрагментов расчлененных в результате выполаживания и растяжения разломов может возникнуть зона тектонической расслоенности, ниже которой существование каких-либо дизъюнктивных нарушений

мало вероятно. На флангах области растяжения должно отмечаться увеличение мощности земной коры.

Все перечисленные особенности деформаций довольно четко выражены в глубинном строении земной коры и верхней мантии Припятского палеорифта (см. рис. 1). Это позволяет считать, что предложенная модель описывает реальные процессы и может быть использована для изучения других аналогичных структур, сформировавшихся в обстановке тектонического растяжения. Подтверждает такой вывод и то, что описанная модель в целом не противоречит большинству существующих в настоящее время теоретических представлений о деформациях литосферы в условиях ее растяжения. Так, используемое в модели предположение о преобладающем растяжении и утонении нижних слоев литосферы согласуется с традиционными представлениями о континентальном рифтинге (например, [17, 18]), а геометрия и взаимоотношения предсказываемых моделью разломов полностью соответствуют представлениям Дж. Рэмзи [19] о геометрических взаимоотношениях сопряженных пластичных сдвиговых зон с ориентацией осей главных нормальных напряжений в областях растяжения литосферы. В вопросах реологической расслоенности литосферы и источника растягивающих усилий описанная модель сходна с моделью Б. Вернике [20—22], предложившего новую гипотезу формирования рифта в результате разнонаправленных перемещений нижней и верхней плит литосферы по поверхности разделяющего их крупного пологого сброса. Однако если в модели Вернике литрические разломы представляют собой вторичные структуры, которые формируются лишь в верхней плите, и их образование практически не связано с реологическими свойствами пород, то в предлагаемой модели они — основная форма проявления хрупких разрушений, пронизывают всю земную кору, а их геометрия непосредственно зависит от реологической расслоенности литосферы. Исходя из этого, рассматриваемая модель представляется более предпочтительной для объяснения формирования структур, подобных Припятскому палеорифту.

В данной работе механизм разломообразования описан на качественном уровне, но это не исключает возможности его количественной интерпретации. Кроме того, использованный подход к анализу деформаций не ограничивается рассмотренным случаем. Он приемлем также и для других условий, например для обстановки субгоризонтального тектонического сжатия. Его применение в областях, характеризующихся повышенной тектонической активностью на современном этапе, может обеспечить существенный прогресс в понимании возникновения и размещения очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии. **Необходимой** такой анализ и при изучении других геологических процессов, связанных с деформациями земной коры.

Список литературы

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Клушин С. В., Левков Э. А. Глубинное строение и геодинамика Припятского палеорифта и его обрамления//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 200—212.
2. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Клушин С. В., Синичка А. М., Познякевич З. Л., Микуцкий С. П. Тектоническое районирование поверхности фундамента Припятского палеорифта//Докл. АН БССР. 1988. Т. XXXII. № 2. С. 152—155.
3. Айзберг Р. Е., Левков Э. А. Герцинские системы разломов Белоруссии//Докл. АН БССР. 1987. Т. XXXI. № 4. С. 343—346.
4. Артюшков Е. В., Беэр М. А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 25—52.
5. Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Глубинное строение Припятского палеорифта//Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 6. С. 1438—1442.
6. Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Глубинное строение и нефтегеологическое районирование Припятского прогиба//Докл. АН БССР. 1988. Т. XXXII. № 1. С. 49—52.
7. Милановский Е. Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза//Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 5—24.
8. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16—28.
9. Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.

10. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У. Деформация горных пород//ЗЕМЛЯ: введение в общую геологию. 2. М.: Мир, 1974. С. 485—592.
11. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
12. Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины)//Геотектоника. 1967. № 3. С. 3—18.
13. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
14. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Галецкий Л. С. Тектоносфера Украины и понск глубинных критериев прогноза месторождений//Геол. журн. 1987. Т. 47. № 6. С. 11—24.
15. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Гинтов О. Б., Трипольский А. А., Исай В. М. Сейсмотектонофизическая модель литосферы//Геофиз. журн. 1987. Т. 9. № 6. С. 5—28.
16. Шерман С. И., Гинтов О. Б., Борняков С. А., Исай В. М., Кобылянский В. Б. Характер разломообразования в консолидированной земной коре и моделирование зон скальвания//Геофиз. журн. 1988. Т. 10. № 1. С. 13—21.
17. de Charpal O., Montadert L., Guennoc P., Roberts D. G. Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay//Nature. 1978. V. 275. P. 706—711.
18. Le Pichon X., Sibuet J. Passive margins: a model of formation//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B5. P. 3708—3720.
19. Ramsay J. G. Shear zone geometry — a review//J. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1/2. P. 83—99.
20. Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen//Nature, 1981. V. 291. P. 545—648.
21. Wernicke B., Burchfiel B. C. Modes of extensional tectonics//J. Struct. Geol. 1982. V. 4. № 2. P. 105—115.
22. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere//Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. № 1. P. 108—125.

Институт физики Земли АН СССР,
Москва, 123810;
Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт,
Москва, 105118

Поступила в редакцию
20.X.1988

УДК 551.468 : 551.76/.77(262.5)

©

ПОПОВИЧ С. В.

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ**

Дана характеристика строения осадочного чехла, основанная главным образом на результатах морских сейсмических исследований ОГТ. Определены общие закономерности развития антиклинальных складок в мезозойско-кайнозойских отложениях. Установлена зависимость складчатых дислокаций от разрывных (надвигов). Сделан вывод о преобладающем влиянии на формирование структуры северо-западного шельфа Черного моря тангенциальных напряжений.

Впервые о тектонике северо-западного шельфа упоминается в ранних работах А. Д. Архангельского, выделившего Причерноморскую впадину, и М. В. Муратова [6], которым была выделена Скифская эпигерцинская платформа. Позже на основе данных первых геофизических исследований акватории были определены основные тектонические элементы шельфа. Обобщение этих данных и результатов последующих геофизических работ, а также их геологическая интерпретация проводились А. В. Чекуновым, В. Б. Соллогубом, И. А. Гаркаленко и др. [1, 2, 10, 13, 14] и позволили определить сложную разломно-блоковую структуру северо-западного шельфа. Работы последующих исследователей в основном были направлены на дальнейшее развитие этой, ставшей общепринятой геологической модели [14].

Вместе с тем совершенствование технико-методического уровня производства морских сейсмических работ ОГТ и уровня их последующей обработки на ЭВМ позволило получить геологически более информативные материалы и в значительно больших объемах, чем в 60—70-х годах. По этим материалам на некоторых участках шельфа выделялись складки явно иного типа, объяснить генезис которых только с позиций дробления толщ мезозойско-кайнозойских отложений на блоки вертикальными и субвертикальными разломами было весьма затруднительно. Однако эти отдельные фрагменты не позволяли представить общую картину генезиса складчатых деформаций.

Предпосылки для нового подхода к интерпретации регистрируемой сейсморазведкой сложной волновой картины были получены в результате обобщения материалов ряда исследователей по сопредельной суше [3, 7, 8, 11, 12], территория которой в отличие от шельфа сравнительно хорошо изучена глубоким бурением. Так, В. С. Попович на основе сопоставления материалов гравиметрических, сейсмических работ и глубокого бурения представил доказательства о горизонтальном смещении сводов антиклиналей в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Тарханкутского полуострова относительно их «корней» в нижнемеловых и, возможно, более древних осадках. Последние он объяснял существованием огромного тектонического покрова в Причерноморье. Единая целостная схема развития складчатых дислокаций осадочной толщи в зависимости от разрывной тектоники (надвигов) для центральной части северо-западного шельфа, Крыма и западной части Азовского моря представлена в работах Ю. В. Казанцева.

Исследования по изучению генезиса складчатости в течение ряда лет проводились автором в тресте «Южморнефтегеофизика» путем обобщения и анализа большого объема материалов морских исследований ОГТ. Выполненная в 1984—1985 гг. региональная съемка северо-западного шельфа послужила основой для обобщения результатов разрозненных

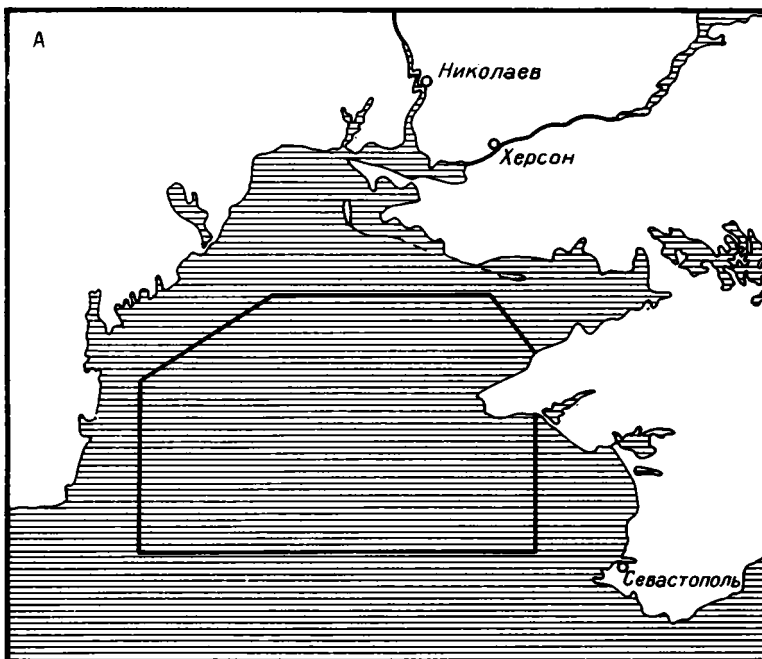


Рис. 1. А — Схема расположения района исследований; Б — Структурно-тектоническая схема северо-западного шельфа Черного моря

1—3 — изогипсы (км) отражающих горизонтов: 1 — в нижнем мелу (по материалам Б. Д. Безверхова), 2 — в триас-юрском (?) комплексе, 3 — в даний — палеоцене; 4 — надвига уверенные (а) и предполагаемые (б); 5 — номера основных антиклинальных складок, 6 — линии сейсмических разрезов. *Надвиги:* КЗ — Килийско-Змеиный, ЮК — Южно-Килийский, Г — Голицынский, ЮГ — Южно-Голицынский, СТ — Сулинско-Тарханкутский, К — Каркинитский, З — Зональный, Ол — Олимпийский, ЮС — Южно-Сулинский. *Основные антиклинальные складки:* 1 — Днестровская, 2 — Геохимическая, 3 — Скромная, 4 — Сундучная, 5 — Молодежная, 6 — Геофизическая, 7 — Шатского, 8 — Медуза, 9 — Звездная, 10 — Безымянная, 11 — Одесская, 12 — Янтарная, 13 — Катран, 14 — Губкина, 15 — Мушкетова, 16 — Олимпийская, 17 — Краевая, 18 — Комсомольская, 19 — Дельфин, 20 — Десантная, 21 — Зональная, 22 — Херсонская, 23 — Ушакова, 24 — Гамбурцева, 25 — Дипломная, 26 — Штормовая, 27 — Архангельская, 28 — Сельского, 29 — Штилевая, 30 — Крымская, 31 — Центральная, 32 — Ильичевская, 33 — Карбышева, 34 — Зап.-Прибойная, 35 — Шельфовая, 36 — Украинская, 37 — Шмидта, 38 — Голицына, 39 — Каркинитская

площадных работ и дала новые подтверждения складчато-надвигового характера строения осадочного чехла (рис. 1 А—Б).

Характерной особенностью северо-западного шельфа является широкое развитие линейно вытянутых асимметричных складчатых зон и несовпадение положения их осей в верхних структурных этажах относительно их положения в низах осадочного разреза, что устанавливается при детальном анализе выделенных на шельфе типов антиклинальных складок, взбросо-надвигового характера приуроченных к ним разрывных нарушений и привлечения материалов глубокого бурения. Поверхности скольжения, вероятно, располагаются на границе осадочного разреза и подстилающего его жесткого фундамента. Также можно предполагать их развитие и в толще осадочного чехла. На основании данных глубокого бурения на Тарханкутском полуострове В. С. Попович указывал на приуроченность поверхностей скольжения к контакту известняков верхнего мела с аргиллитами нижнего мела [8]. Однако данных глубокого бурения для их выделения в пределах акватории недостаточно, а результаты сейсмических работ не позволяют картировать плоскости скольжения.

Ведущая роль в формировании структуры осадочного чехла принадлежит региональным разрывным нарушениям субширотного простирания, с которыми генетически связано образование крупных антиклинальных зон. Последние имеют асимметричное строение; крутые их крылья ограничены разрывными нарушениями (взбросами и взбросо-надвига-

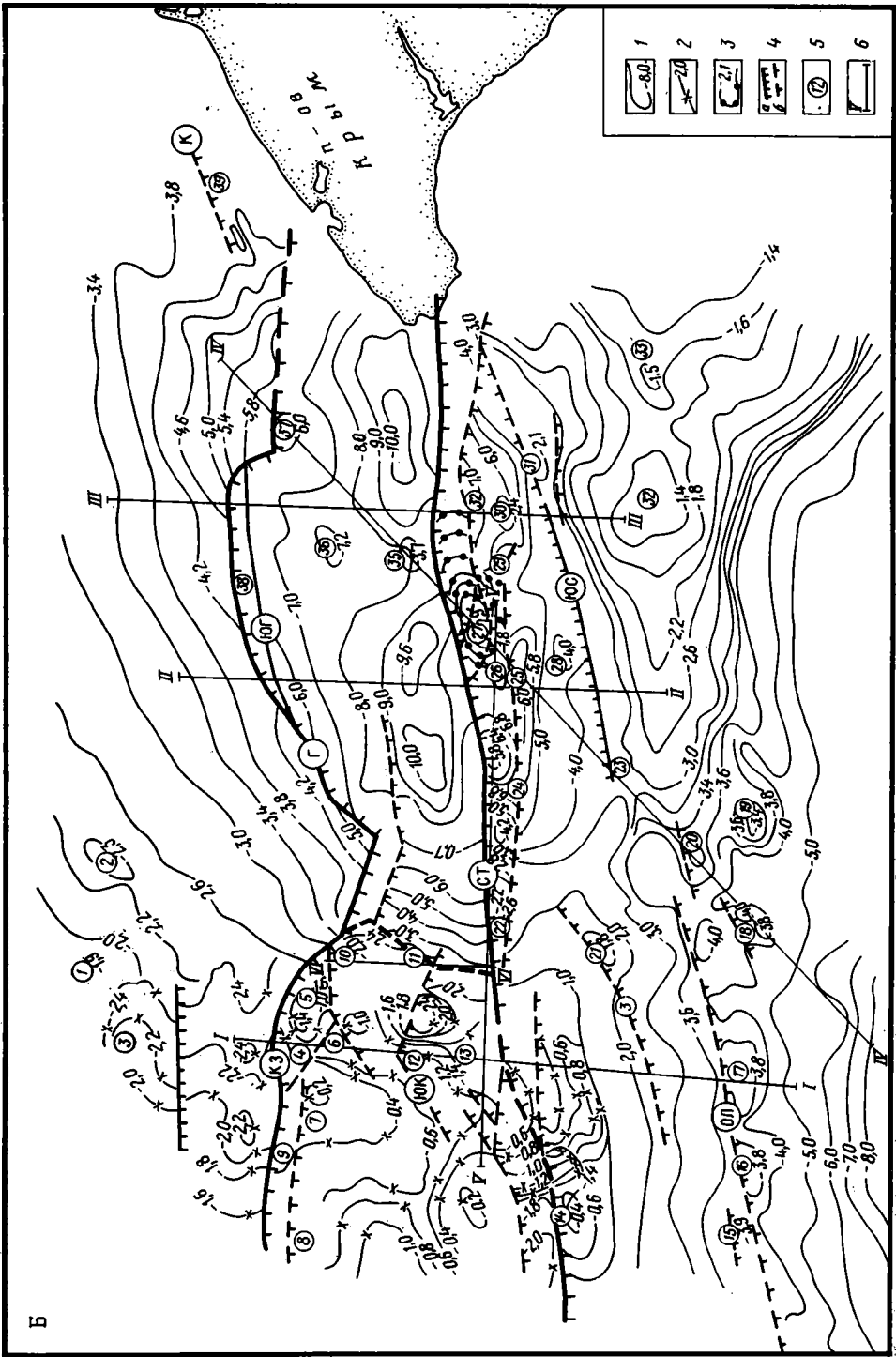


Рис. 1Б

ми), поверхности которых с глубиной выполаживаются до субгоризонтальной плоскости. Установлена региональная закономерность в падении плоскостей смещения разрывных нарушений на юг. Только в отдельных случаях, при развитии разрывных нарушений типа встречных надвигов, отмечается северное падение плоскостей смещения.

К одним из наиболее крупных разрывных нарушений северо-западного шельфа относится Голицынский надвиг (см. рис. 1, рис. 2, 3). С его фронтальной частью связано образование асимметричной антиклинальной зоны, включающей структуры Голицына, Прометей, Шмидта и др. Наиболее крупная из них — Голицынская антиклиналь — по изогипсе — 2700 м простирается в субширотном направлении почти на 60 км. Она имеет крутое северное крыло, ограниченное Голицынским надвигом, и пологое, с углами наклона не более 5°, южнее. По меловым отложениям строение ее осложняет локальный надвиг субширотного простираения, названный нами Южно-Голицынским (см. рис. 3, II—II, III—III). По подошве нижнего мела амплитуда смещения по нему пород в вертикальном направлении составляет, по данным сейсморазведки, не менее 1000 м. В сводовой части Голицынского поднятия пробурен ряд скважин, две из которых вскрыли поверхность надвига. Так, скважина 4 на глубине 3270 м после известняков туронского яруса вошла в песчаные линзовидно-слоистые мергели сеномана, ниже которых (до глубины 3566 м) вновь вскрыла отложения турона. Ориентировочно величина горизонтального смещения пород по надвигу не менее 1000 м [3]. В тыловой зоне Голицынского надвига выделяются небольшие пологие антиклинали Шельфовая, Партизанская и др., которые по классификации, разработанной М. А. Камалетдиновым [4], можно отнести к складкам тылового типа.

В западной части шельфа Голицынский надвиг переходит в Килийско-Змеиный, отделяющий Преддобруджинский палеозойский прогиб от Килийско-Змеиной зоны поднятий. К зоне сочленения надвигов приурочена небольшая Безымянная антиклиналь простираения северо-восток — юго-запад (см. рис. 3, VI—VI). Ее северо-западное крыло гораздо круче южного. Длина складки 5 км, ширина 1,5 км, а амплитуда по оконтуривающей изогипсе — 1025 м составляет 75 м. Южнее Безымянной антиклинали выделяется более крупная Одесская структура. Это двухкупольная складка северо-восточного простираения с размерами по замыкающей изогипсе (—1550 м) 13,7×3 км. Амплитуда для северо-восточного купола равна 200 м, а для юго-западного — 100 м. Южное крыло Одесской структуры пологое с углами падения от 3 до 8°. На крутом северном крыле углы падения достигают 15—23°.

Вдоль фронтальной части Килийско-Змеинового надвига выявлены антиклинали Звездная, Сундучная и Молодежная, которые имеют четко выраженное асимметричное строение с крутыми северными и пологими южными крыльями. Наиболее крупная из них — Сундучная (см. рис. 2, I—I). Южнее Килийско-Змеинового надвига выделяется еще один надвиг субширотного простираения, с фронтальной зоной которого связаны антиклинали Шатского и Медуза. Это довольно крупные поднятия: размеры структуры Медуза по изогипсе — 700 м составляют 13×6 км, площадь 76 км² и амплитуда 100 м. Далее в южном направлении выделяется серия локальных надвигов субширотного простираения. Наиболее крупный из них — Южно-Килийский. К его фронтальной части приурочена асимметричная антиклиналь Янтарная (см. рис. 2, I—I).

Для Килийско-Змеиной зоны поднятий характерно сложное строение. Восточная часть зоны по системе сбросов погружена на глубину нескольких километров. Здесь над небольшой палеозойской депрессией развит относительно мощный (до 1,5 км) комплекс мел-палеогеновых отложений, осложненный несколькими локальными надвигами. Западная часть зоны поднятий значительно приподнята относительно восточной. Мощность осадочного чехла в ее пределах сокращается от 1,5 км до нескольких сотен метров.

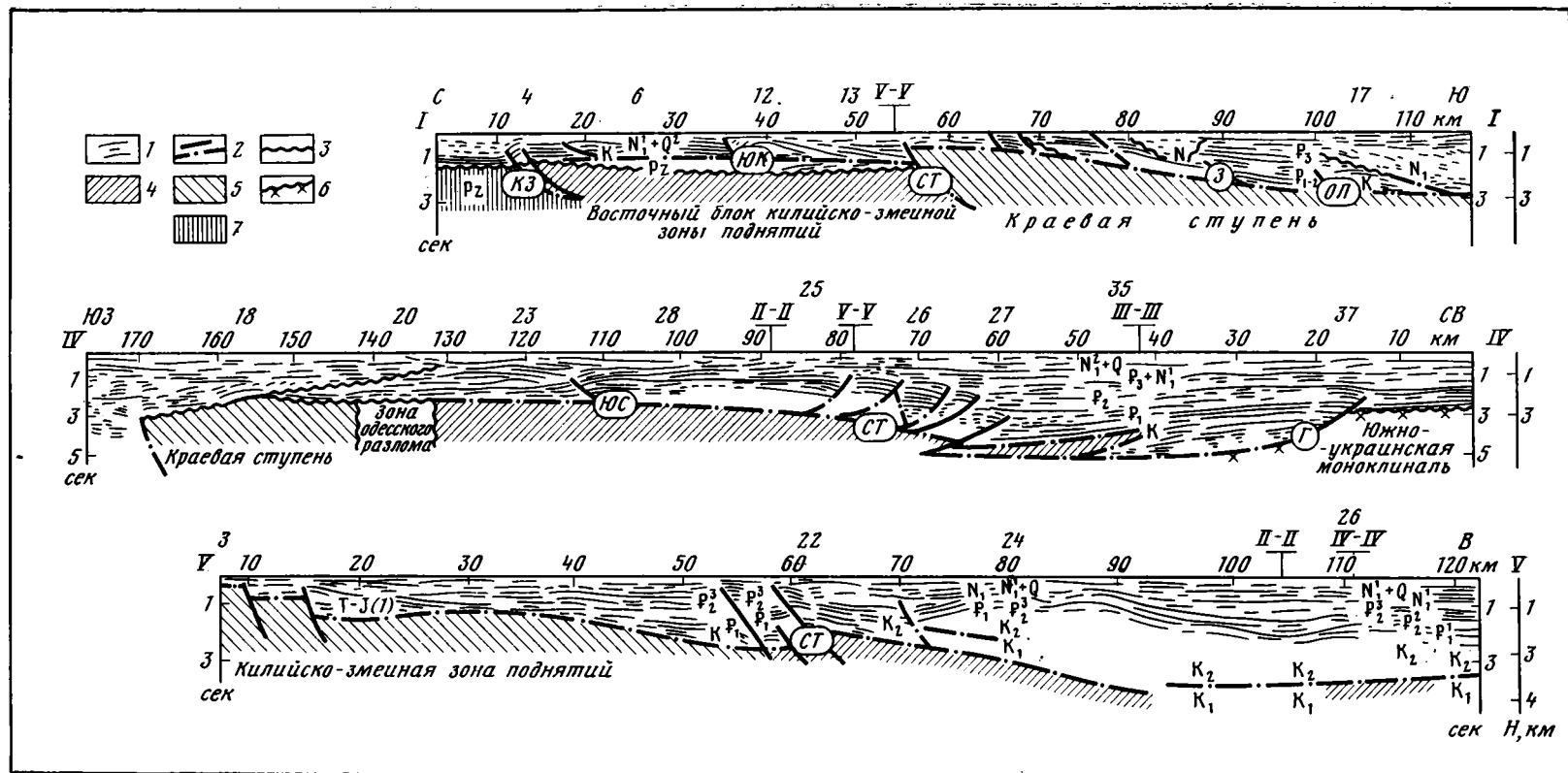
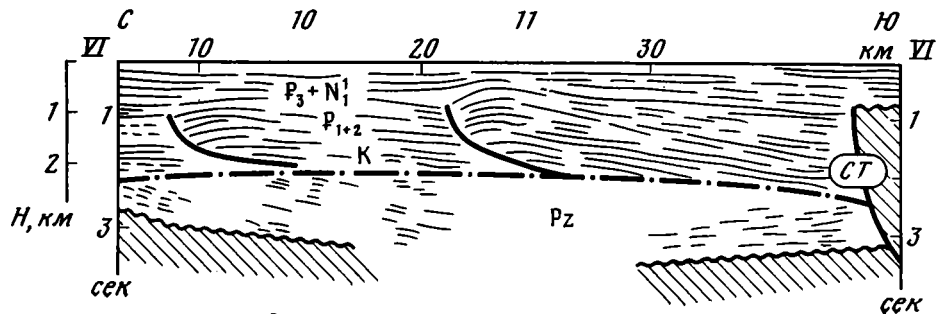
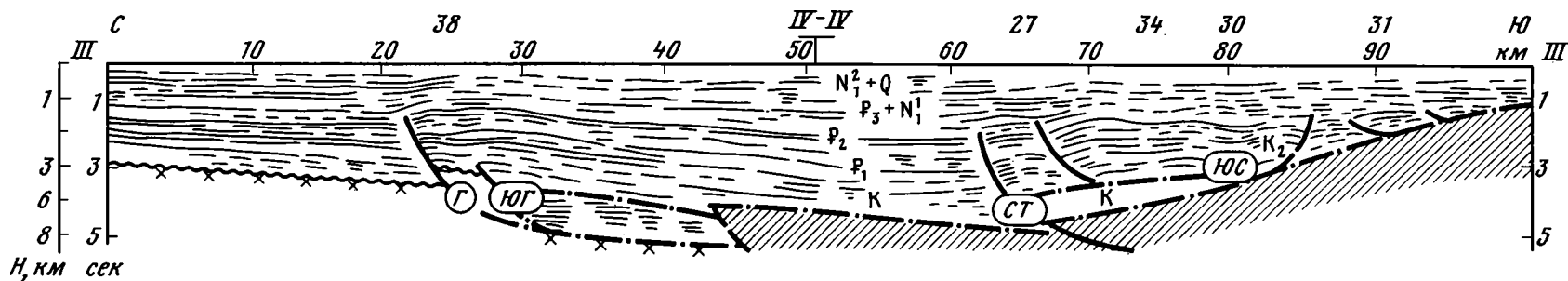
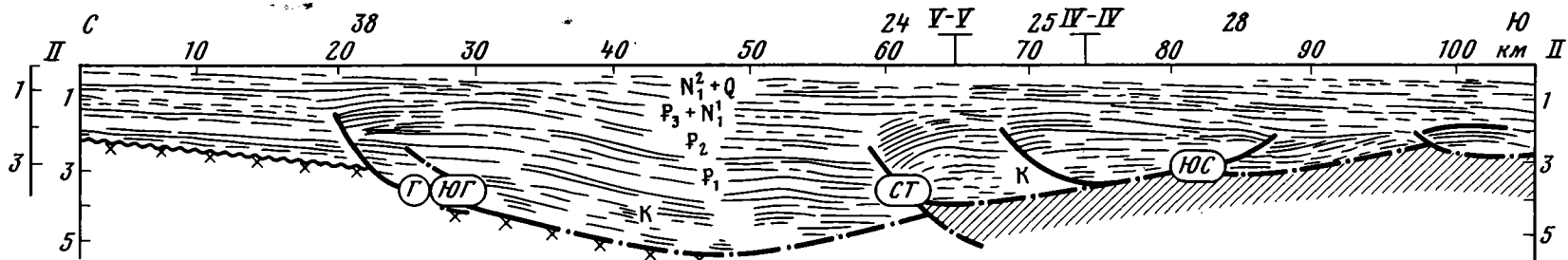


Рис. 2. Сейсмические разрезы с элементами геологической интерпретации по линиям I—I, IV—IV, V—V (их см. на рис. 1)

1 — отражающие границы и отдельные площадки; 2 — линии надвигов; 3 — эрозионные поверхности; 4 — Черноморско-Каламитский вал; 5 — восточная периклираль Добруджинского массива; 6 — кристаллические породы архея — нижнего протерозоя; 7 — Преддобруджинский палеозойский прогиб. Обозначения надвигов и антиклиналей см. на рис. 1



Субширотное Сулинско-Тарханкутское разрывное нарушение отделяет Килийско-Змеиную зону поднятий от Краевой ступени (см. рис. 1). К фронтальной зоне нарушения приурочена Губкинская антиклиналь, которая по изогипсе —500 м имеет площадь 70 км² и амплитуду 100 м. Краевая ступень с востока отделена от Черноморско-Каламитского вала Одесским глубинным разломом. В южном направлении ступень плавно погружается от нескольких сотен метров до глубин 4—5 км, затем довольно резко по системе разрывных нарушений с северным падением плоскостей погружается до 8—10 км. Здесь ее перекрывает мощная толща отложений Дунайского прогиба.

В мел-палеогеновых отложениях, перекрывающих северную часть Краевой ступени, выделяются надвиги северо-восточного простирания, к фронтальным зонам которых приурочены небольшие брахиантиклинальные и линейные складки. Размеры их колеблются от 5×2 до 16×6 км, а амплитуды от 25 до 300 м. Наиболее крупный — Зональный надвиг. С его фронтальной зоной связана одноименная асимметричная антиклиналь северо-восточного простирания с крутым северо-западным и пологим юго-восточным склоном. Южнее Зонального надвига выделена зона крупного Олимпийского надвига близкого простирания. Вдоль его фронтальной зоны развиты асимметричные складки Плутон, Мушкетова, Краевая, Олимпийская и др.

Структура Олимпийская по условному отражающему горизонту в нижнем мелу представляет собой трехсводовую антиклиналь с размерами по изогипсе —3200 м 17,5×4 км и амплитудой 150 м. Северное ее крыло крутое и ограничено Олимпийским надвигом с южным падением плоскости смещения. Пологое южное крыло антиклинали осложнено многочисленными нарушениями локального характера. Расположенная северо-восточнее Олимпийской структуры Краевая антиклиналь характеризуется более сложным строением. Северное ее крыло ограничено Олимпийским надвигом. Сброс субмеридиональной ориентации разбивает антиклиналь по комплексу нижнемеловых отложений на два блока — западный и восточный. Размер западного блока по изогипсе —3100 м равен 11×5 км, амплитуда 300 м, а восточного блока по изогипсе —3050 м — 5,5×2,5 км, амплитуда 100 м. Южнее Краевой структуры отмечается серия протяженных сбросов, по которым отложения нижнемелового комплекса ступенеобразно погружаются к югу.

Южнее Голицынского выделяется Сулинско-Тарханкутский надвиг, который трассируется через весь северо-западный шельф в субширотном направлении. Этот крупный надвиг регионального характера прослеживается в виде полосы интенсивных разрывных нарушений шириной от нескольких километров на западе до 10—15 км на востоке. В пределах этой полосы Сулинско-Тарханкутский надвиг разветвляется на серию надвигов локального характера, количество которых увеличивается в восточном направлении. На Тарханкутском полуострове продолжением этой зоны надвигов являются выделенные Ю. В. Казанцевым Карловско-Красноярский, Архангельский и Одесский надвиги. Фронтальная зона Сулинско-Тарханкутских надвигов образует ряд линейных и брахиантиклинальных структур, из которых наиболее крупной является структура Гамбурцева.

Структура Гамбурцева выделяется среди других довольно внушительными размерами. Эта линейная антиклиналь с двумя кулисообразно сопряженными сводами (см. рис. 2, V—V). По отражающему горизонту в толще эоцена размер структуры 21×4 км, амплитуда 450 м. По условному сейсмическому горизонту, связываемому с границей даний — палеоцен (изогипса —1300 м), размер складки 19×3,5 км, амплитуда 275 м. Складка приурочена к фронтальной зоне Сулинско-Тарханкутского над-

Рис. 3. Сейсмические разрезы по линиям II—II, III—III, VI—VI (их положение см. на рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 1 и 2

вига. Северное ее крыло крутое; амплитуда вертикального смещения по надвигу достигает величины 1,5—2 км.

Южнее Сулинско-Тарханкутского выделен встречный Южно-Сулинский надвиг северо-восточного простирания и с падением плоскости смещения на север, который проходит вдоль южных склонов структур Центральной и Сельского. Надвиг трассируется в восточном направлении на территорию Тарханкутского полуострова, где он описан на Западно-Октябрьской антиклинали как Октябрьский встречный надвиг [3]. Антиклиналь Центральная (см. рис. 3, III—III) представляет собой двухкупольную складку субширотного простирания. По отложениям данных — палеоцена (изогипса — 2300 м) размер западного свода 5×2 км, восточного — 5,5×2 км, амплитуда 50—60 м. Северное крыло складки пологое, южное более крутое и прижато к Южно-Сулинскому надвигу. Амплитуда вертикального смещения по нему не менее 500 м.

Юго-западнее Центральной расположена структура Сельского (см. рис. 2, 3, II—II, IV—IV). Это двухсводовая антиклиналь северо-восточного простирания. По горизонту, идентифицированному с поверхностью домеловых отложений, размер складки 20,3×5,2 км, амплитуда 300 м. Вверх по разрезу складка выполаживается. Северное ее крыло пологое, крутое южное крыло ограничено Южно-Сулинским встречным надвигом.

Таким образом, среди локальных антиклинальных структур осадочного чехла выделяются два основных типа складок: асимметричные и симметричные. Асимметричные складки характеризуются значительной амплитудой, имеют линейную или брахиантиклинальную форму. Их крутые крылья прижаты к надвигам. Эти складки приурочены к фронтальным зонам надвигов и получили превалирующее развитие в регионе. Относительно немногочисленны и невелики по размерам симметричные антиклинали. Для них характерны небольшие амплитуды и брахиантиклинальная форма. При выполаживании складок вверх по разрезу брахиантиклинальная форма иногда переходит в изометрическую. Развитие симметричных антиклиналей приурочено к тыловым зонам надвигов.

Надвиговые деформации выступают как главные структурные элементы, определяющие основной характер тектоники мезозойско-кайнозойских отложений северо-западного шельфа. При этом выделена система крупных надвигов регионального характера с субширотным простиранием и с южным падением плоскостей сместителей. Эти региональные надвиги картируются в виде зон, образованных системами разрывных дислокаций шириной от нескольких до нескольких десятков километров, по которым происходит разделение основных тектонических элементов региона. К таким надвигам относятся Килийско-Змеиный, Сулинско-Тарханкутский и Голицынский. Кроме надвигов регионального характера выделен ряд крупных разрывных дислокаций субширотного и северо-восточного простираний, а также локальные разрывные дислокации. Большая их часть представлена надвигами с южным падением поверхностей смещения. Однако некоторые имеют и северное падение поверхностей. Наиболее крупным из таких надвигов является Южно-Сулинский.

В заключение автор считает своим долгом поблагодарить М. А. Камалетдинова, Ю. В. Казанцева, Т. Т. Казанцеву и В. С. Поповича за участие в обсуждении полученных результатов и высказанные при этом советы и замечания.

Список литературы

1. Гаркаленко И. А. О глубинных разломах юга и юго-востока Украины // Геол. журн. 1970. Т. 30. Вып. 3. С. 46—56.
2. Гаркаленко И. А., Пустильников М. Р., Славин В. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1969. 248 с.
3. Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 110 с.
4. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Происхождение нефтегазонасыщенных платформенных структур. Уфа: БФ АН СССР, 1979. 64 с.

5. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Научные основы поисков нефтегазоносных структур. Уфа: БФ АН СССР, 1983. 42 с.
6. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Гостехиздат, 1960. 207 с.
7. Попович В. С. О методике поисков и разведки нефти и газа в Северном Причерноморье//Геология нефти и газа. 1974. № 11. С. 29—34.
8. Попович В. С. Причерноморский тектонический покров//Сов. геология. 1975. № 9. С. 117—121.
9. Рогоза О. И., Чацкий В. П., Прямова Л. А. О геологическом строении Михайловской мульды северо-западного шельфа Черного моря//Сов. геология. 1984. № 8. С. 71—76.
10. Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. О тектонике северо-западного Причерноморья//Материалы VII съезда КБГА. Киев: Наук. думка, 1967. С. 132—141.
11. Хаин В. Е. Сопоставление фиксисстских и мобилистских моделей тектоники развития Большого Кавказа//Геотектоника. 1982. № 4. С. 3—13.
12. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 324 с.
13. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
14. Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харченко Г. Е. Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 63—71.

Геолого-геофизический трест
«Южморнефтегазгеофизразведка»,
Геленджик, 353470

Поступила в редакцию
10.IX.1987

УДК 551.73 (569.1)

©

ЛЕОНОВ Ю. Г., СИГАЧЕВ С. П., ОТРИ М.,
ЮСЕФ А., ЗАЗАТ, САУАФ Т.**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОЗОЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ
ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА СИРИИ**

В процессе совместных советско-сирийских работ по составлению тектонической карты Сирии масштаба 1 : 500 000 выявлен ряд ранее неизвестных закономерностей строения палеозойского комплекса осадочного чехла, которые позволяют сделать два важных вывода. Во-первых, установлено, что основная структурная перестройка в пределах сирийской части Аравийской плиты произошла на рубеже палеозоя и мезозоя, поскольку именно в это время отмечается резкая смена режима тектонических движений, вызвавшая изменение общей картины распределения осадков. Во-вторых, получается, что на месте современного поднятия фундамента Рутба в палеозое располагался обширный и глубокий (>6 км) компенсированный осадочный бассейн, открывавшийся на юго-восток в сторону Восточно-Аравийского перикратонного прогиба. Это обстоятельство заметно повышает перспективы юго-восточных районов САР (и, в частности, Сирийской пустыни) на поиски залежей палеозойских нефти и газа.

До настоящего времени не устарели и не потеряли значения многие представления о геологическом строении и истории развития территории Сирии, установленные в ходе советско-сирийских геологосъемочных работ 1958—1963 гг. [1—3]. В особенности это касается ряда закономерностей геологического строения приповерхностных горизонтов и различных аспектов мезозойско-кайнозойской истории развития сирийского региона. Вместе с тем за истекшие четверть века существенно пополнились сведения о глубинном строении Сирии, главным образом за счет данных, полученных в ходе геофизических (в первую очередь сейсмических) работ и бурения, которыми была охвачена значительная часть страны в связи с поисками и разведкой месторождений углеводородного сырья. По этой причине в настоящий момент назрела необходимость пересмотра некоторых представлений о палеозойском этапе развития Сирии. В ревизии, в частности, нуждаются представления о распределении мощности палеозойских пород и в том числе высказанный ранее вывод [1] о наличии под Пальмиридами глубокого палеозойского прогиба или даже авлакогена.

Как известно, вся территория Сирии относится к Африкано-Аравийской платформе. Докембрийский фундамент платформы в Сирии не обнажается и не вскрыт ни одной скважиной. Чехол сложен отложениями палеозоя, известными только по данным бурения и начинающимися по крайней мере с кембрия (под которым местами (?) возможно также присутствие толщи так называемых инфракембрийских пород), и выше включает все системы мезозоя и кайнозоя.

Согласно существующим представлениям [1], мощность палеозойских осадков в пределах территории САР плавно убывает с севера на юг, причем на крайнем юге (в районе Сирийской пустыни) морские осадки палеозоя замещаются комплексом континентальных отложений (так называемых «нубийских песчаников»), а еще южнее на широте Синайского полуострова весь палеозойский разрез по мощности укладывается всего в несколько сотен метров. Такое представление о структуре палеозойского чехла опиралось главным образом на общую концепцию тектонического строения региона, поскольку данных геофизики и глубинного бурения на рубеже 50-х и 60-х годов было недостаточно для подобных выводов. Предшествующие исследователи [1, 2] исходили из того, что территория Сирии располагается в пределах северного склона

Аравийской плиты, поверхность докембрийского основания которой в соответствии с генеральной структурой полого погружается на север в направлении складчатых сооружений Альпийского пояса. Это позволяло предположить, что подобный наклон существовал на протяжении всей плитной стадии развития северо-восточного сегмента Африканской платформы.

Полученные к настоящему времени данные приводят, однако, к выводу о неправомочности прямой экстраполяции современной (или даже мезозойско-кайнозойской) структуры Сирии на более отдаленные периоды (и, в частности, на палеозой).

В последние годы сотрудники Сирийской нефтяной компании (М. Отри, А. Юсеф, Т. Заза, Т. Сауаф) проделали большую работу по обобщению данных геофизических исследований и глубокого бурения и составили серию структурных карт для ряда опорных поверхностей внутри фанерозойского осадочного чехла, в том числе для кровли кристаллического фундамента¹, кровли палеозоя (основания мезозоя), кровли юры (основания мела) и т. д.

Анализ этих материалов, проведенный авторами в процессе работы над Тектонической картой Сирии масштаба 1 : 500 000, привел к выявлению ряда закономерностей строения палеозойского комплекса чехла, которые не только в корне меняют устоявшиеся представления по этому вопросу, но и позволяют высказать предположение о возможной нефтегазоносности юго-восточных районов Сирии, ранее считавшихся неперспективными в этом отношении.

Сравнительный анализ структурных карт поверхности фундамента (основания палеозоя) (рис. 1) и основания мезозоя (рис. 2) показывает, что область максимальных мощностей палеозойских пород, вероятно, соответствующая наиболее глубокому палеозойскому прогибу, располагается на юге Сирии — на месте, в современной структуре занятом относительным поднятием Рутба. Это заключение вытекает из следующего материала.

Поверхность, отвечающая акустическому фундаменту, или основанию палеозоя (см. рис. 1), расположена наиболее низко в области Пальмирид: здесь фундамент повсеместно залегает на глубине 6—7 км ниже уровня моря, погружаясь в районе современной впадины Эль-Дау до 9—10 км. Принимая в расчет среднюю высоту рельефа (1—1,5 км) в районе Пальмирских складчатых цепей, можно констатировать, что максимальная мощность платформенного чехла здесь достигает 10—11 км.

Глубина фундамента более 6—7 км характерна также для территории Друзского прогиба, Дамасской впадины, южного фланга Хомской впадины, Евфратского прогиба и апофизов Месопотамского краевого прогиба, расположенных по обе стороны субширотной зоны Туальяско-Синджарских валообразных поднятий. Поверхность фундамента относительно приподнята в области Берегового хребта (3—4 км ниже уровня моря) и поднятий Иорданского (3 км), Рутба (4—5 км), Алеппо (4 км) и Рауда (5 км).

Обращаясь к структурной карте кровли палеозоя (основания мезозоя), которая в первом приближении отражает характер изменения суммарной мощности мезозойских и кайнозойских отложений (см. рис. 2), легко видеть наличие трех крупных обособленных зон, развивавшихся, по всей видимости, в различных геотектонических условиях: северо-западная и юго-восточная зоны пониженной мощности (относительные поднятия) и разделяющая их зона повышенной мощности (прогиб). Северо-западная зона относительного поднятия охватывает территорию современного Алеппского плато, Идлибско-Аафринского прогиба и далее трассируется к востоку—северо-востоку в направлении Камышлы-Карачокского вала. В ее пределах кровля палеозоя, как правило, залегает не глубже 1—1,5 км (ниже уровня моря).

¹ Правильнее, видимо, говорить пока об акустическом фундаменте, поскольку соответствующая геофизическая граница не вскрыта ни в одной из скважин, и о ее природе и вещественном составе приходится судить по косвенным данным.

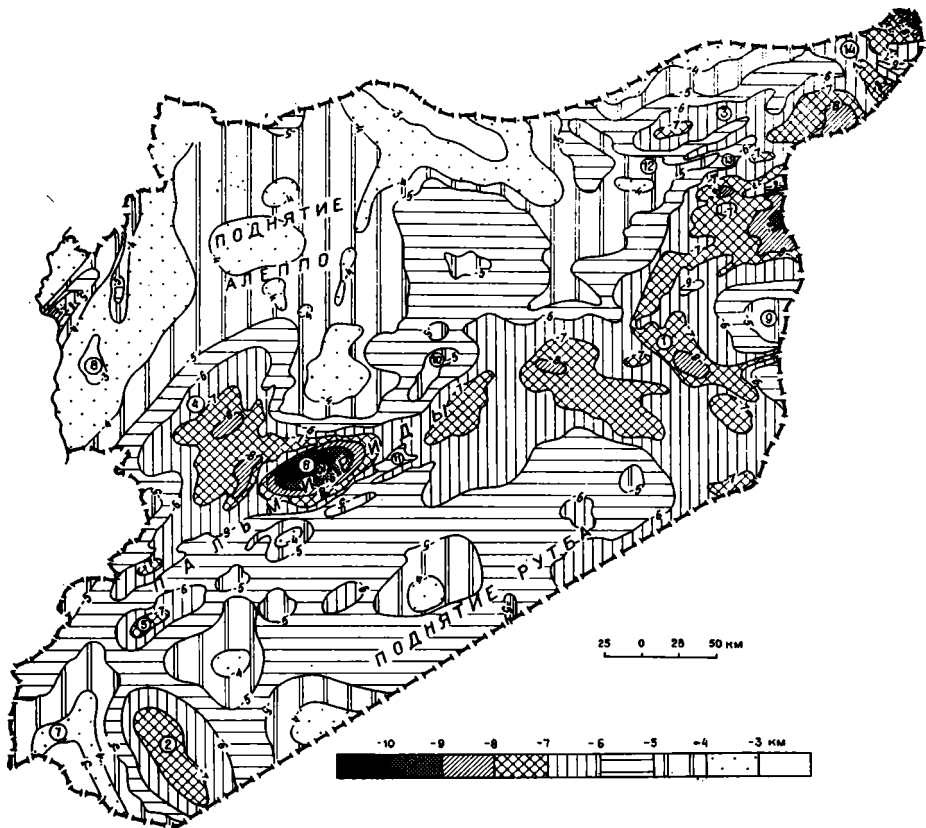


Рис. 1. Структурная карта кристаллического фундамента (основания палеозоя) со снятыми разрывными нарушениями (по материалам Т. Сауафа, А. Юсефа, М. Отри) Цифрами в кружках показаны тектонические структуры, упоминаемые в статье: 1 — Евфратский прогиб, 2 — Друзкий прогиб, 3 — Месопотамский краевой прогиб, 4 — Хомская впадина, 5 — Дамасская впадина, 6 — впадина Эль-Дау, 7 — Иорданское поднятие, 8 — поднятие Берегового хребта, 9 — поднятие Рауда, 10 — поднятие Эль-Бишри, 11 — поднятие Тадморское, 12 — поднятие Абд-эль-Азиз, 13 — зона Туалябско-Синджарских валобразных поднятий, 14 — Камышлы-Карачокский вал

Юго-восточная область преобладающих поднятий располагается на месте современного свода Рутба. Учитывая, что мощность мезозойско-кайнозойских отложений на флангах свода не превышает нескольких сотен метров, а в его центральной части (на территории Ирака и Иордании) осадки палеозоя практически выходят на дневную поверхность, можно заключить, что в послепалеозойское время эта часть территории САР испытывала устойчивое воздымание, а слагавшие ее отложения были частично эродированы. Следовательно, ныне наблюдаемая мощность палеозоя в районе поднятия Рутба и вытекающая из нее оценка величины палеозойских опусканий будут заведомо меньше их истинных значений.

Зона относительных опусканий юго-запад — северо-восточного простираения, разделявшая вышеуказанные области поднятий, на значительном отрезке совпадает с простираением современной Пальмирской складчатой области, однако в отличие от последней имеет более значительную протяженность. На западе указанная зона поворачивает к югу и смыкается с Друзким прогибом. На востоке она расщепляется на две ветви, одна из которых прослеживается в юго-восточном направлении примерно вдоль оси современной Евфратской впадины; другая ветвь протягивается далее к северо-востоку в сторону зоны Туалябско-Синджарских валобразных поднятий.

Особо следует подчеркнуть сложную дифференцированность зоны относительных опусканий. Наряду с отрицательными структурами (со-

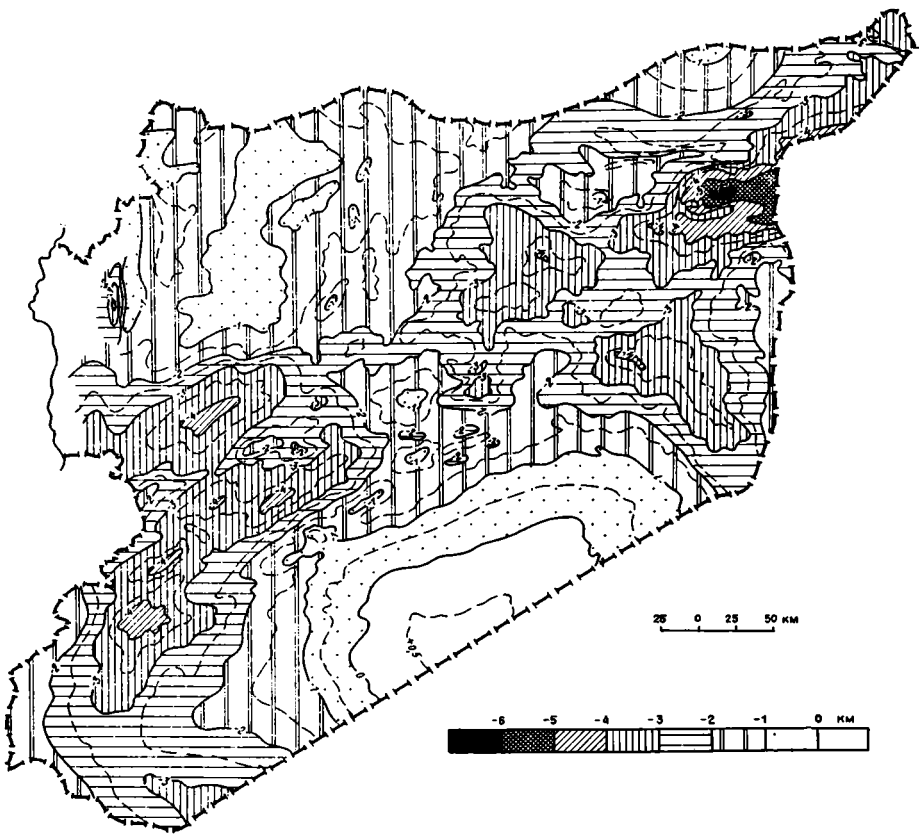


Рис. 2. Структурная карта кровли палеозоя (основания мезозоя) со снятыми разрывными нарушениями (по материалам Т. Сауфа, Ш. Азизи, Т. Заза, М. Отри)

сравнительно глубоким залеганием кровли палеозоя) имеется ряд локальных относительно приподнятых участков, в которых кровля палеозоя находится на более высоких отметках. К числу опущенных участков относятся районы впадин Эль-Дау, Дамасской, Хомской и др., где суммарная мощность мезозойских и кайнозойских осадков превышает 4—5 км (с учетом высоты современного рельефа). К положительным структурам относятся поднятия Эль-Бишри, Тадморское и Абд-эль-Азиз, в пределах которых глубина залегания кровли палеозойских отложений (с учетом современного рельефа) не превышает 1,5—2,0 км. Контраст между данными участками объясняется отчасти разным режимом прогибания в мезозое, но главным образом — в течение неотектонического этапа (середина миоцена — квартал). На остальной площади зоны относительных опусканий кровля палеозойских отложений располагается в интервале глубин от 1,5 до 2,5 км (ниже уровня моря).

Сравнивая рассмотренные структурные карты (см. рис. 1 и 2), можно прийти к выводу, что на рубеже палеозоя и мезозоя произошла смена режима тектонических движений в пределах сирийской части Аравийской плиты, вызвавшая изменение общей картины распределения осадков.

Если на первый взгляд обе карты сходным образом отражают современную тектоническую структуру Сирии, то при более внимательном анализе видно, что на карте основания мезозоя (см. рис. 2) существующие поднятия (Алеппское, Рутба, Рауда и др.) и прогибы (Пальмирский, Евфратский, Друзский) выражены заметно четче и рельефнее. Иначе говоря, суммарная картина распределения мощности (см. рис. 1), полученная для всего чехла в целом (палеозой плюс мезозой — кайнозой), оказывается сглаженной по сравнению с более контрастной структурой одного мезозойско-кайнозойского комплекса (см. рис. 2). Это объ-

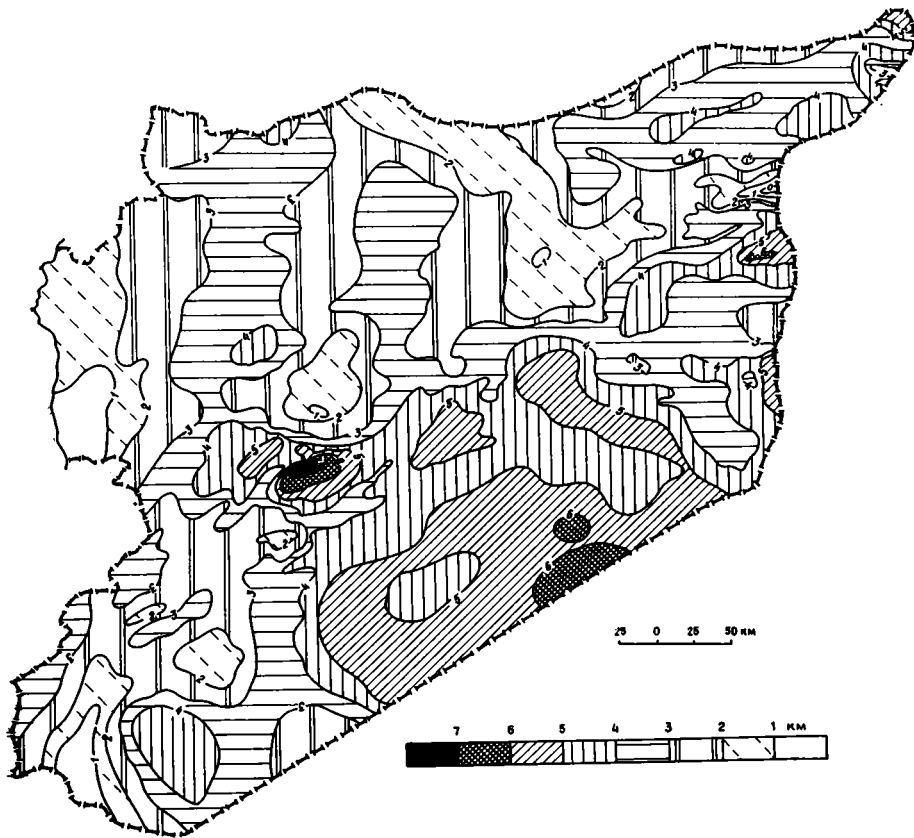


Рис. 3. Карта мощности палеозойских осадков платформенного чехла Сирии (составил Сигачев С. П.)

ясняется тем, что тектонический план (план распределения мощности) в палеозое существенно отличался от тектонического плана более поздних этапов формирования платформенного чехла Сирии. Представление о палеозойской структуре дает следующая карта (рис. 3), на которой приведена мощность палеозойских отложений, полученная как разность двух систем стратонизогипс: основания (см. рис. 1) и кровли палеозоя (см. рис. 2). Вопреки традиционным представлениям [1] наиболее обширный и глубокий палеозойский прогиб располагался на юге Сирии, на месте современного поднятия Рутба. Здесь на значительной территории мощность осадков палеозоя превышает 5, а местами и 6 км. Ранее уже указывалось, что первоначальная мощность палеозойских осадков в этой области могла быть значительно большей, поскольку в мезозое и кайнозое область испытывала поднятие, сопровождавшееся, по-видимому, значительной денудацией отложений.

Не подтверждается мнение предыдущих исследователей [1] также в отношении палеозойской предистории зоны Пальмирид: она не выражена в палеозойской структуре как область однородного опускания. В пределах этой зоны мощность палеозойских осадков колеблется в широком диапазоне — от 2 до 6—7 км, но в основном составляет 3—5 км, при этом максимальные значения, соизмеримые с мощностью палеозойских отложений юга Сирии, фиксируются только под впадиной Эль-Дау.

В этой связи следует еще раз обратить внимание на то, что тектонический план мезозоя и кайнозоя, т. е. пространственное размещение зон опускания и поднятия, способствовал не сглаживанию, а, наоборот, увеличению контраста между Пальмирами (прогиб) и смежными с этим прогибом поднятиями (Рутба, Алеппо). В Пальмирах происходила консервация палеозойских пород, тогда как на поднятиях, особенно на

поднятии Рутба, они подвергались денудации, ввиду чего первичная мощность палеозойского комплекса здесь искажена,— в современной структуре она на какую-то величину меньше первоначальной.

Слабая изученность палеозойских пород в самих Пальмирах ограничивает возможность более детальных палеотектонических реконструкций. Можно думать, однако, что наблюдаемая контрастная глубинная структура этой зоны (выражением которой служат относительно высокие градиенты мощности палеозойских пород, рваный рисунок изолиний, изменчивый характер гравитационного поля с чередованием локальных минимумов и максимумов и т. д.) обусловлена в основном тектоническими событиями не палеозойской истории, а интенсивным более поздним мезозойским и кайнозойским тектогенезом. В ходе этого тектогенеза в начале мезозоя здесь образовался линейный (триасовый) прогиб, позже (в позднем кайнозое) испытавший инверсию.

Из рассмотренного материала вытекают два важных вывода. Первый из них имеет более общее значение и касается существенной коррекции прежних представлений об относительной неизменности тектонического плана на всех стадиях развития территории Сирии на протяжении фанерозоя. Считалось, что мезозойско-кайнозойская структура Сирии унаследована с палеозоя [1], а наиболее заметные тектонические события, не повлекшие, впрочем, за собой значительных изменений в общей структуре региона, имели место на рубеже юры и мела [1, 2]. В свете изложенных в статье данных, однако, получается, что основная структурная перестройка в пределах сирийской части Аравийской плиты произошла на рубеже палеозоя и мезозоя, поскольку именно в это время в ряде структурных зон отмечается кардинальная смена тектонических режимов. В частности, в начале мезозойской эры прогиб Рутба испытал инверсию и в дальнейшем развивался в режиме поднятия. Зона Пальмир была втянута с триаса в устойчивое прогибание (в виде протяженного линейного прогиба), прерывавшееся только в конце юры — начале мела и в неоген-четвертичное время импульсами восходящих движений. В этой связи представляется, что структурная перестройка на рубеже палеозоя и мезозоя имеет для понимания тектоники сирийского региона ключевое значение.

Второй вывод, связанный с выявлением в палеозойской структуре Сирии крупного компенсированного прогиба (Рутба), открывавшегося к юго-востоку, имеет большое прикладное значение, поскольку заметно повышает перспективы юго-восточных районов САР (и в особенности Сирийской пустыни) на поиски в их пределах в палеозойских отложениях залежей углеводородного сырья.

В заключение следует подчеркнуть, что изложенные в статье данные о палеозойском комплексе осадочного чехла Сирии могут расцениваться только как первичные предпосылки нефтегазоносности юго-восточных районов САР. Поэтому изучение данной проблемы следует в дальнейшем продолжать не только в структурном, но и в литологическом и стратиграфическом аспектах на предмет выявления в палеозойском разрезе поднятия Рутба, а также, возможно, более восточных районов Сирии потенциальных нефтематеринских отложений и нефтемещающих пород и структур.

Список литературы

1. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия/Под ред. А. А. Богданова. Тр. НИЛЗарубежгеологии. Вып. 18. Л.: Недра, 1969. 216 с.
2. Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казьмин В. Г. Тектоника северной части Аравийской платформы//Сов. геология. 1964. № 1. С. 39—48.
3. Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Развалев А. В., Козлов В. В. Тектоническое строение сирийской пустыни и история ее формирования//Сов. геология. 1965. № 4. С. 112—122.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;

Поступила в редакцию
28.XI.1988

Сирийская нефтяная компания
Министерства нефти и минеральных
ресурсов САР, Дамаск

УДК 551.24(598)

©

СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ Е. Д., ИВАНОВ Г. М.,
БУШ В. А.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИКА ЛАОСА

Кратко характеризуются основные структурные элементы Лаоса, слагающие их структурно-формационные комплексы и геодинамические условия их формирования. Описаны новые черты структуры территории, установленные дешифрированием космических и аэроснимков. К их числу принадлежат покровные структуры на границе Индосинийского массива и Лаосско-Вьетнамской системы, тектоническое перекрытие последней зонами Бирмано-Малайской системы, многочисленные продольные разломы (взбросы, надвиги, сдвиги), поперечные сквозные разломы, кольцевые структуры вулканического, plutонического, диапирового и иного происхождения. Главными геодинамическими этапами развития региона являются: доколлизийный (PZ_3-T_{1-2}) с формированием субокеанических, островодужных и окраинно-континентальных структур; коллизийный (T_3-J), отмечающий столкновение микроконтинентов и становление континентальной коры Юго-Восточной Азии; внутриконтинентальный этап, включающий орогенез ($K-P$) и рифтинг ($N-Q$).

Изученность территории. Лаосская Народно-Демократическая республика принадлежит к наименее изученным регионам Юго-Восточной Азии. Первые отрывочные сведения о геологии Лаоса относятся к концу прошлого столетия. Систематическое изучение региона начали французские геологи, выполнившие в 20—40-х годах мелкомасштабные геологические съемки (Жакоб, Дюссе, Бурре, Фромаже, Оффе и Сорен), по результатам которых в 1927—1942 гг. была составлена Геологическая карта Лаоса масштаба 1 : 500 000 с объяснительными записками к отдельным ее листам, не отвечающая современным требованиям. В 1975 г. на ее основе компилятивным путем вьетнамскими геологами была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000. В 1969—1973 гг. английскими геологами по программе ООН «Комитет по Меконгу» составлены фотогеологические карты северной части Лаоса между 18 и 22° с. ш. масштаба 1 : 250 000, изданные Зарубежным отделом Лондонского геологического института. В 1978 г. в СССР изданы компилятивные Геологическая карта ЛНДР [2] и Карта полезных ископаемых ЛНДР [3] масштабов 1 : 1 500 000, а также Геологическая карта Индокитая и прилегающих территорий масштаба 1 : 2 500 000 [5], представляющие собой наиболее полные сводки имеющегося картографического материала. Анализ и синтез всех опубликованных материалов по Юго-Востоку Азии даны в монографиях Г. А. Кудрявцева с соавторами [1] и Ю. Г. Гатинского [4].

Формационные комплексы. Перечисленные выше исследования позволяют установить, что на территории Лаоса выделяются Индосинийский срединный массив и обрамляющие его соответственно с запада и северо-востока Бирмано-Малайская и Лаосско-Вьетнамская складчатые системы (рис. 1). В пределах ЛНДР в Индосинийском массиве выделяются две зоны: Вьентьян — Мыонгпхалан и Секонг. В зоне Вьентьян — Мыонгпхалан основание вскрытой части разреза образуют девонские карбонатно-терригенные отложения, на которые с перерывом ложатся верхнепалеозойские карбонатно-терригенные угленосные образования (нижний индосиний). Как те, так и другие принадлежат осадочному чехлу континентальной коры. На нем с перерывом располагается комплекс окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, включающий триасовые дацит-риолитовые вулканы, которые несогласно перекрыты осадочным чехлом — верхнетриасовыми терригенно-угленосными образованиями, юрскими терригенными песчано-глинистыми

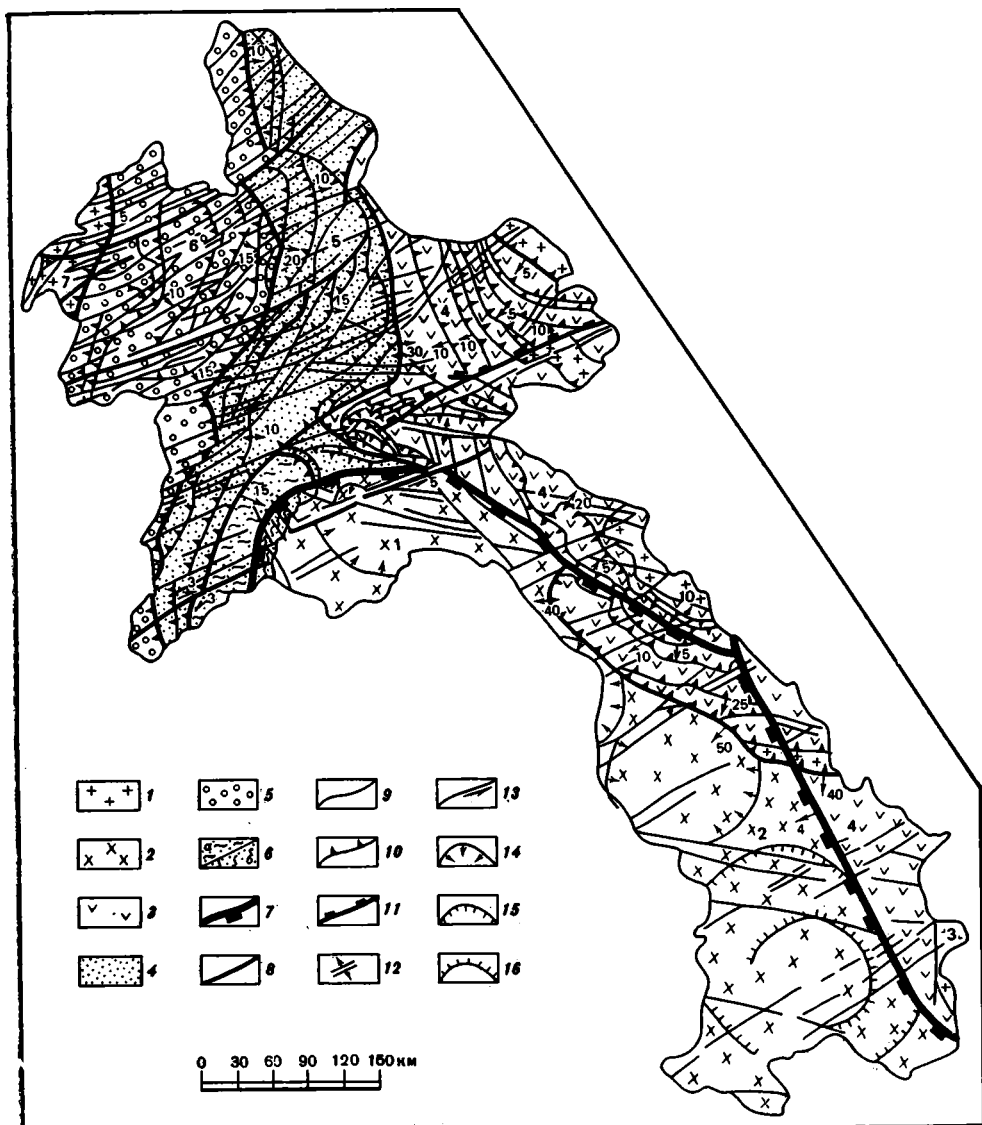


Рис. 1. Структурная схема территории ЛНДР, составленная на основе дистанционных методов

1—6 — структурные единицы: 1 — выступы кристаллического основания, 2 — осадочные эпикратонные бассейны, 3 — раннегерцинские складчатые зоны, 4 — позднегерцинские складчатые зоны, 5 — постколлизийные межгорные впадины, 6 — окраинно-континентальные пояса карбонатно-терригенные угленосные пассивных окраин (а) и вулканоплутонические активных окраин (б); 7 — границы тектонических зон; 8 — системы сквозных разломов; 9 — зоны сквозных разломов; 10 — надвиги, шарьяжи; 11 — зоны поперечных разломов; 12 — зоны раздвигов; 13 — зоны сдвигов; 14 — депрессии и мульды; 15 — впадины; 16 — поднятия. Тектонические зоны: 1—2 — Индосинийский массив (1 — зона Вьентьян — Мыонгпхалан, 2 — зона Секонг), 3—4 — Лаосско-Вьетнамская складчатая система (3 — Контумский выступ основания, 4 — зона Намсан-Сиангкуанг), 5—7 — Бирманно-Малайская складчатая система (5 — зона Намъу, 6 — зона Намтка, 7 — выступ основания Верхнего Меконга)

ми породами и залегающими на них с разрывом меловыми терригенными красноцветными соленосными образованиями. Щелочные палеогеновые граниты, видимо, отмечают собой предрифтовую переработку континентальной коры, поскольку разрез зоны Вьентьян — Мыонгпхалан завершает образования континентальных рифтов — плиоцен-плейстоценовые и голоценовые плагиобазальты и оливниновые базальты.

В зоне Секонг в низах разреза залегают нижне- и среднепалеозойские кремнисто-спилит-граувакковые образования. На них с угловым

несогласием располагаются девонские красноцветные отложения, прорванные гранитами девонско-каменноугольного возраста, очевидно, сформированные в коллизионных условиях. Верхнепалеозойские континентальные и прибрежные карбонатно-терригенные угленосные отложения нижней индосиния формируют в зоне Секонг нижнюю часть осадочного чехла массива. На них с перерывом располагается комплекс пород окраинно-континентального вулканоплутонического пояса с пермскими гранитами и триасовыми дацит-риолит-игнимбритовыми вулканидами. Верхняя часть осадочного чехла Индосинийского массива содержит юрские терригенные красноцветные песчано-глинистые и меловые терригенные соленосные отложения. Далее вверх следуют комплексы пород предрифтовой переработки континентальной коры (палеогеновые щелочные граниты) и континентальных рифтов — плиоцен-плейстоценовые платобазальты.

В Лаосско-Вьетнамскую складчатую систему в пределах ЛНДР входят складчатая зона Намсан-Сиангкхуанг и Контумский выступ. Основание разреза зоны Намсан-Сиангкхуанг представлено породами палеоокеанической коры — верхнепротерозойскими — нижекембрийскими офиолитами, на которые надвинуты породы раннепалеозойской континентальной коры, сложенной верхнепротерозойско-кембрийскими мигматито-гнейсовыми образованиями. С ними, видимо, тектонически совмещены породы энсиматической островной дуги, представленные кембрийско-нижнеордовикскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями, нижнепалеозойскими плагиогранитами, а также ордовикско-силурийскими терригенными флишевыми отложениями с андезитами. Южнее комплекс энсиматической островной дуги по латерали сменяется окраинно-континентальным вулканоплутоническим поясом, включающим ордовикско-силурийские терригенные накопления с известково-щелочными вулканидами кислого состава. Выше с угловым несогласием залегают верхнесилурийско-нижнедевонские карбонатно-терригенные и терригенные флишевые отложения (прорванные гранитами девонского возраста), девонско-нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные образования (прорванные гранитами каменноугольного возраста) и карбонатно-терригенные верхнепалеозойские отложения. Геодинамические условия формирования этих образований еще не ясны. На них ложится комплекс пород континентальных рифтов с триасовыми карбонатно-терригенными образованиями, включающими бимодальные вулканы, прорванные гранитами. С перерывом выше располагаются осадки межгорных впадин — средневерхнетриасовые терригенные угленосные, юрские терригенные красноцветные и меловые красноцветные отложения. В кайнозое формировался комплекс пород предрифтовой переработки с палеогеновыми гранитами, неогеновые терригенные отложения и четвертичные оливиновые базальты континентальных рифтов.

Кристаллический фундамент Контумского выступа образуют нижнепротерозойские мигматиты и гнейсы, с угловым несогласием перекрытые кембрийско-нижнеордовикскими карбонатно-терригенными осадками. С перерывом на них располагаются породы окраинно-континентального вулканоплутонического пояса с гранитами пермского возраста. Заканчивается разрез триасовыми дацит-риолитовыми вулканидами.

В Бирмано-Малайскую складчатую систему входят (с востока на запад) складчатые зоны Намъу, Намтка и Верхнего Меконга. В разрезах зоны Намъу нижнюю часть разреза образуют формационные комплексы шельфов и континентальных склонов с ордовикско-нижнедевонскими карбонатно-терригенными и девонско-нижнекаменноугольными карбонатно-терригенными и флишевыми образованиями пассивной окраины. С ними тектонически совмещены породы энсиалических магматических дуг — верхнепалеозойские терригенно-карбонатные образования с известково-щелочными вулканидами среднего состава, сменяющиеся сверху верхнепалеозойскими карбонатными отложениями, в том числе формацией рифовых известняков и пермско-триасовыми щелочными вулканидами среднего и кислого состава, реже терригенными образованиями.

Здесь также отмечаются и граниты пермского возраста. Выше с несогласием располагается постколлизийный комплекс чехла межгорных впадин: средневерхнетриасовые терригенные пестроцветные, юрские терригенные красно- и пестроцветные и меловые терригенные красноцветные соленосные образования. Заканчивается разрез неогеновыми терригенными осадками.

В зоне Намтка основание разреза формируют девонско-нижнекаменноугольные офиолиты. Выше отмечаются верхнепалеозойские кремнисто-граувакковые отложения, верхнепалеозойские рифовые известняки и пермско-триасовые терригенные флишевые формации с андезитами, местами прорванные гранитами триасового возраста. Средневерхнетриасовые терригенные красно- и пестроцветные, а также меловые терригенные красноцветные соленосные отложения заполняют относительно крупные межгорные впадины. В кайнозойское время сформировались интрузии щелочных гранитов, неогеновые терригенные отложения и четвертичные оливиновые базальты континентальных рифов.

В зоне Верхнего Меконга кристаллический фундамент рифейской континентальной коры (видимо, принадлежащий к фундаменту Шанского массива) — верхнепротерозойские гнейсово-сланцевые образования, прорванные гранитами каменноугольного возраста, формирует несколько крупных тектонических покровов, шарьированных на восток, на образования Бирмано-Малайской системы. Последние представлены здесь пермско-нижнетриасовыми терригенными образованиями с мощными горизонтами андезитов и их туфов.

Авторами настоящей статьи при разработке планов сотрудничества между геологами СССР и ЛНДР были изучены имеющиеся в стране материалы аэрофотосъемок и космических съемок. Последние представлены снимками Лэндсат в зонах 6 и 7 (0,7—1,1 мкм), прекрасно отражающими разрывные, складчатые и магматические структуры. Ниже освещаются полученные при этом новые данные по тектонике Лаоса, наиболее важные для расшифровки геодинамических условий формирования структуры Индокитая.

На территории Индосинийского массива верхнепалеозойско-нижне-среднетриасовые толщи с преобладанием карбонатно-терригенных формаций (нижний индосиний) дислоцированы преимущественно вдоль отдельных тектонических зон с формированием цепочек линейных складок и валообразных поднятий. Участки наибольших дислокаций отмечаются вдоль окраин массива в зонах сочленения его с подвижными поясами (складчатыми системами) и в поперечных к ним преимущественно субширотных структурах. Верхнетриасово-меловые осадочные комплексы с преобладанием терригенных красноцветных соленосных формаций (верхний индосиний) формируют крупные хорошо выделяемые кольцевые и овальные структуры депрессионного типа (впадина Саваннакхет), характеризующиеся сложным внутренним строением и обилием осложняющих их мелких кольцевых структур, вероятно, диапировой природы, поскольку к последним нередко приурочены выходы гипсоносных и соленосных формаций и проявления подземных вод. Почти вдоль всей границы Индосинийского срединного массива с Лаосско-Вьетнамской системой прослеживается позднепермский — раннетриасовый окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс, маркирующий собой активную границу литосферных плит. Он четко выделяется на космических снимках специфическим фотоизображением, осложненным цепочками мелких кольцевых структур вулканической или вулканоплутонической природы, нередко радиально-концентрического строения.

Эта активная граница при столкновении Индосинийского микроконтинента со структурами Лаосско-Вьетнамской складчатой системы была переработана в ходе коллизии в позднем триасе. Против выступающего северо-восточного угла этого массива коллизийные структуры выражены наиболее четко и представлены впервые обнаруженным нами на космических снимках сложно построенным тектоническим покровом Нампатен (рис. 2), сложенным формациями Лаосско-Вьетнамской

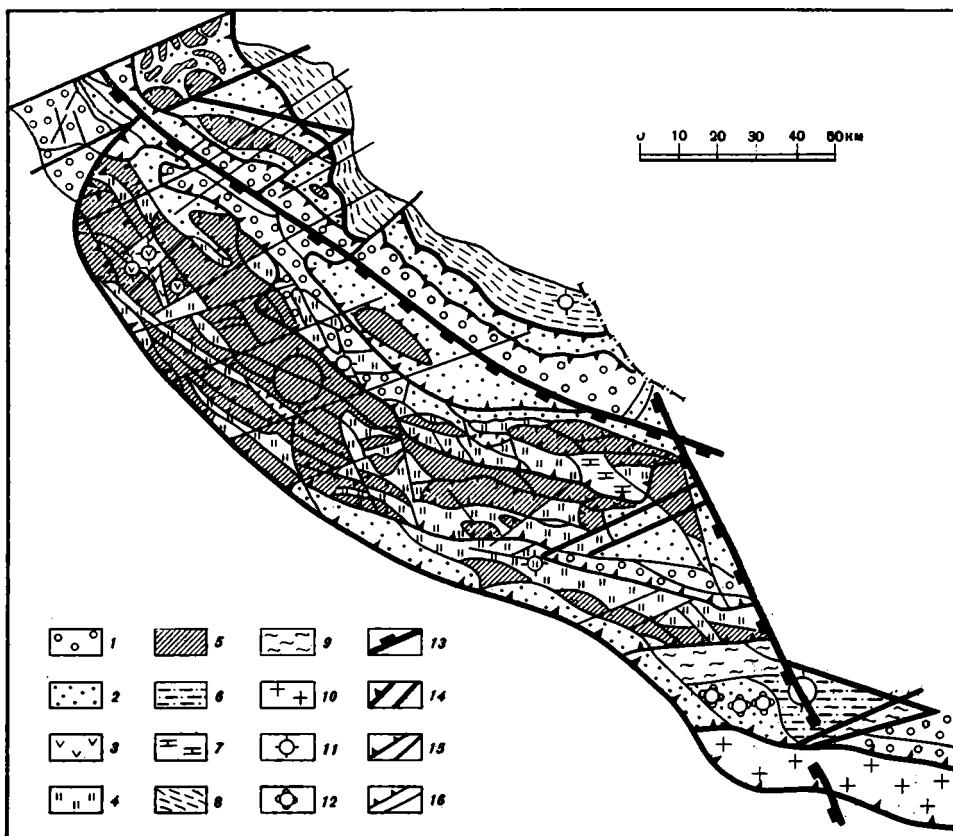


рис. 2. Зона Нампатенского покрова — участок сочленения Лаосско-Вьетнамской складчатой системы и Индосинийского массива

1—10 — структурно-формационные комплексы: 1 — юрский терригенный песчано-глинистый, 2 — поздне триасовый терригенный пестроцветный, 3 — среднетриасовый риолит-андезитовый, 4 — позднепалеозойский карбонатно-терригенный (нижний индосиний), 5 — пермско-каменноугольный карбонатный (аллохтонный), 6 — позднепалеозойский карбонатно-терригенный угленосный, 7 — девонско-раннекаменноугольный карбонатно-терригенный, 8 — палеозойский карбонатно-терригенный, 9 — палеозойский терригенно-кремнистый, флишевый, 10 — раннепалеозойский мигматито-гнейсовый; 11, 12 — кольцевые структуры: 11 — вулканоплутонические, 12 — диапировые; 13 — границы структурно-формационных зон; 14 — главные разломы: а — фронтальная зона надвига, б — поперечные зоны; 15 — крупные разломы: а — границы надвиговых пластин (чешуй), б — диагональные сдвиговые зоны; 16, а — второстепенные надвиги и сбросы, 16, б — мелкие трещины

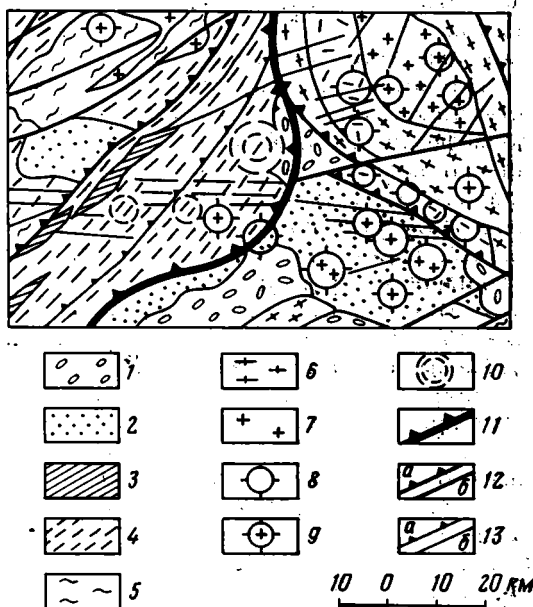
складчатой системы. Фронт покрова дугообразной формы имеет выпуклость к юго-западу. Он обозначен рядом клиппов в долине р. Меконг. Аллохтон представлен пластиной «урало-пермских» известняков мощностью около 700 м. Главный сместитель прослеживается фрагментарно лишь в эрозионных окнах и долинах рек, прорезающих аллохтон на всю его мощность. Тыловая часть покрова, видимо, находится в сложной построенной антивергентной шовной тектонической зоне, разграничивающей Индосинийский массив и Лаосско-Вьетнамскую складчатую систему. Амплитуда максимального продвижения фронтальной части покрова около 60 км. В автохтоне выявлены чешуйчатые складки, участками осложненные мелкими кольцевыми структурами, вероятно, интрузивной или субвулканической природы, поперечными и диагональными зонами разрывов.

Складчатые системы в ЛНДР представлены лишь своими фрагментами: Бирмано-Малайская система — тектоническими зонами Намтэу, Намтка и Верхнего Меконга, Лаосско-Вьетнамская система — зоной Намсат — Сиангкхуанг и Контумским выступом основания. Складчатым системам свойственно развитие интенсивной линейной складчатости и общее надвигание их на Индосинийский срединный массив. Для обеих

складчатых систем характерно присутствие палеозойско-среднетриасовых палеоокеанических вулканогенно-кремнистых формаций и офиолитовых ассоциаций, включая ультрабазиты, находящиеся в аллохтонном залегании или входящие в состав тектонического меланжа. Время коллизии складчатых систем с Индосинийским массивом отмечается позднетриасовыми и юрско-меловыми континентальными красноцветными и сероцветными молассами, приуроченными к отдельным наложенным впадинам. Уместно отметить большое количество дешифрирующихся в этих складчатых системах дугообразных полого падающих тектонических поверхностей противоположной вергентности: выпуклых в юго-восточном направлении — в Бирмано-Малайской системе, а в запад — юго-западном направлении — в Лаосско-Вьетнамской системе и общее торцовое сочленение последних с первыми. Учитывая более поздний возраст

Рис. 3. Коллизионное сочленение Бирмано-Малайской и Лаосско-Вьетнамской складчатых систем

1—7 — структурно-формационные комплексы: 1 — неогеновый терригенный, 2 — пермский терригенный, 3 — пермский карбонатный (аллохтонный), 4 — пермско-каменноугольный флишевый, 5 — девонско-каменноугольный терригенно-кремнистый флишевый, 6 — раннемезозойский терригенно-кремнистый флишевый, 7 — пермский вулканоплутонический; 8—10 — кольцевые структуры: 8 — вулканические, 9 — плутонические, 10 — неясного генезиса (возможно, не вскрытые плутоны); 11 — граница тектонической зоны Намъу Бирмано-Малайской складчатой системы; 12, а — фронтальные зоны надвигов и шарьяжей, 12, б — поперечные тектонические зоны; 13, а — зоны нарушенных сбросового типа, 13, б — второстепенные разломы



Бирмано-Малайской складчатой системы [4], можно говорить об общем надвигании южнотетических бирмано-малайских структурно-формационных комплексов на средне- или северотетические лаосско-вьетнамские (рис. 3).

Дешифрирование материалов космических и аэрофотосъемок позволило впервые обнаружить в Лаосе большое количество разрывных нарушений. Наиболее отчетливы на снимках системы крупных тектонических швов, ограничивающие крупные структурные элементы (см. рис. 1), а также системы поперечных и сквозных зон разрывных нарушений северо-восточного и субширотного простирания.

Крупный тектонический шов древнего, возможно, протерозойского заложения северо-западного направления отделяет Индосинийский срединный массив от Лаосско-Вьетнамской складчатой системы. Движения по нему неоднократно возобновлялись на протяжении всей геологической истории и продолжались и на неотектоническом этапе, что подтверждается яркой его выраженностью в рельефе. Возможно также древнее заложение северо-восточных (катазиатских) систем разломов (поздний протерозой — ранний палеозой), которые в мезозое — начале кайнозоя подверглись активизации. Особенно сильные движения проявились в позднетриасово-юрское время во время коллизии Индосинийского срединного массива с Лаосско-Вьетнамской системой и далее к северо-востоку — с платформой Янцзы в период формирования Нампентенского аллохтона.

С этим же этапом связана активизация движений по системам разрывных нарушений субмеридионального простирания в Бирмано-Малайской складчатой области с формированием напряженной линейной складчатости, с многочисленными надвигами, шарьяжами, зонами меланжа. Движение масс в этой системе происходило в юго-восточном направлении — на северный край Индосинийского срединного массива — со скупиванием Бирмано-Малайских структур и нагромождением их на структуры Лаосско-Вьетнамской системы в районе тектонической зоны Намью с формированием торцового и косоугольного сочленения структур, четко отраженного на космических снимках. Следствием коллизии явилось формирование крупных тектонических пластин в краевой части тектонической зоны Намью. Система прямолинейных разрывов север — северо-западного простирания в этой системе сопровождалась и продольными левосторонними сдвиговыми перемещениями, с которыми динамически связаны многие шарьяжи. Поперечные зоны разрывных нарушений восток — северо-восточного простирания имеют, видимо, правосторонние сдвиговые смещения.

Наиболее крупной является кольцевая структура плато Боловен на юге Лаоса, имеющая поперечник около 120 км (рис. 4). В современном рельефе она представляет собой сводово-купольное поднятие, обрамленное по периферии дугообразными впадинами, которые ограничены активными разломами. Отмечается хорошо выраженная система радиальных разломов. Эта структура располагается внутри поля неоген-четвертичных щелочных базальтов, достигающего по протяженности 200 км.

Кольцевая структура Боловен оборвана с востока Бакконским разломом. Внутри кольцевой структуры располагаются многочисленные мелкие (5—15 км в поперечнике) кольцевые структуры, отвечающие отдельным вулканическим аппаратам или базальтовым куполам, часто группирующимся вдоль радиальных или секущих разломов.

Кольцевая вулканокупольная структура Боловен маркирует собой, видимо, крупный подкорковый очаг плавления, а мелкие структуры указывают на промежуточные магматические камеры. Аналогичные крупные кольцевые структуры отмечаются иногда на трапповых полях в Эфиопии, в Деккане (Индостан), на Сибирской платформе. С другой стороны, близлежащее трапповое поле Центрального плато Южного Вьетнама и Кампучии кольцевой структурой не сопровождается, что указывает на пока еще не выясненную специфику процессов вулканизма на плато Боловен.

Остальные кольцевые структуры Лаоса по своим размерам не превышают 40—60 км. Общее их число достигает 550. Геологический анализ известных материалов позволил разделить эти кольцевые структуры на четыре геологические группы.

Магматогенные структуры охватывают около 57% всех выделенных структур и включают подгруппы плутонических и вулканоплутонических структур. Районами их преимущественного развития являются окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Лаосско-Вьетнамской и Бирмано-Малайской складчатых систем, пограничные с Индосинийским срединным массивом. Собственно вулканические структуры — древние и современные вулканические аппараты и структуры — сателлиты вулканических построек охватывают около 2% структур и отчетливо дешифрируются лишь в четвертичных вулканических полях на базальтовом плато Боловен и на северо-западе ЛНДР.

Тектоногенные структуры составляют около 20% и преимущественно связаны с явлениями соляно-купольной тектоники. Они развиты по периферии Индосинийского срединного массива и тяготеют к площадям распространения интрузивных комплексов верхнего индосиния. Метаморфогенные структуры (гранитоиднейсовые купола) обнаружены пока на выступах докембрийских гранитно-метаморфических блоков в Лаосско-Вьетнамской складчатой системе и включают около 2% всех кольцевых структур. Структуры неясного генезиса составляют около 19% выявленных структур. Из анализа косвенных геологических признаков

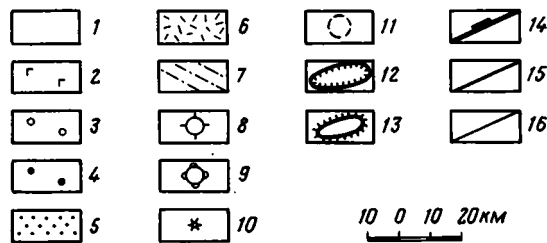
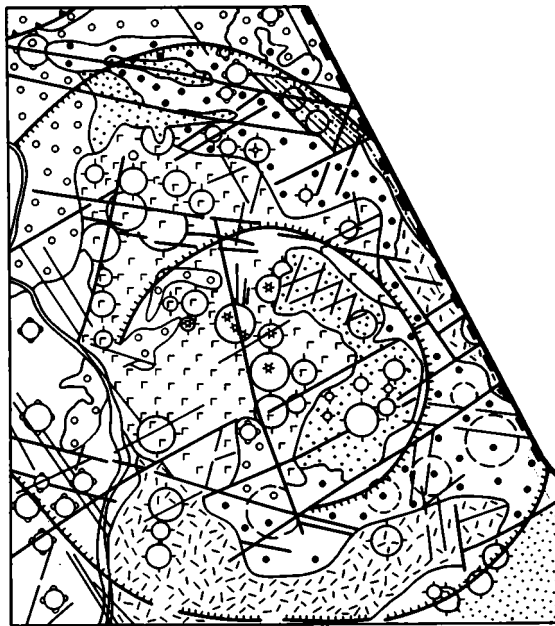


Рис. 4. Строение сводово-купольной структуры базальтового плато Боловен
 1—7 — структурно-формационные комплексы: 1 — современный аллювиальный, 2 — неоген-четвертичный платобазальтовый, 3 — юрский терригенный красноцветный, 4 — верхне- и среднетриасовый терригенный красноцветный и пестроцветный, 5 — пермско-триасовый терригенный, 6 — пермско-триасовый риолит-дацитовый вулканогенный (окраинно-континентального вулканического пояса), 7 — пермский каменноугольный флишевый; 8—13 — кольцевые структуры: 8 — вулканоплутонические, 9 — диапировые, 10 — вулканические аппараты, 11 — неясного генезиса, 12 — ограничения депрессионной кольцевой зоны, 13 — ограничения сводово-купольной структуры Боловен; 14 — границы структурно-формационных зон; 15 — поперечные системы разломов; 16 — прочие разломы

можно предположить их магматогенную природу. Вероятно, они отражают на поверхности следы нескрытых, неглубоко залегающих интрузивных массивов.

Геодинамическое развитие. Таким образом, при изучении космических снимков территории ЛНДР были выявлены новые структурно-тектонические особенности, раскрывающие тектоническую эволюцию региона в связи с изменениями геодинамических процессов, происходящих в разные отрезки времени. Главными геодинамическими этапами развития региона являются:

1. Доколлизийный этап в ранней стадии индосинийского цикла (поздний палеозой — ранний — средний триас) с обособлением Индосинийского микроконтинента и формированием субокеанических и переходных (островодужных и окраинно-континентальных структур активных окраин) литосферных плит.

2. Мощные коллизийные движения крупных континентальных блоков в поздней стадии индосинийского цикла (поздний триас — юра), обусловившие формирование континентальной коры Юго-Восточной Азии.

3. Внутриконтинентальный орогенез (поздний мел — палеоген) и рифтинг (олигоцен — миоцен).

Особо следует подчеркнуть обнаружение новых систем разрывных нарушений различного морфогенетического типа — глубинных разломов и сутурных зон, крупных фронтов шарьяжей, крупных региональных продольных складчатых разломов — и выявление ранее не известных, постороженных сквозных поперечных нарушений, которые могут играть важную рудоконтролирующую роль в этом регионе.

Список литературы

1. *Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В.* Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. М.: Недра, 1969. 239 с.
2. *Гатинский Ю. Г.* Геологическая карта ЛНДР. М-6 1:1 500 000. М.: Мингео СССР, 1978.
3. *Виноградов И. В.* Карта полезных ископаемых ЛНДР. М-6 1:1 500 000. М.: Мингео СССР, 1978.
4. *Гатинский Ю. Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
5. *Гатинский Ю. Г.* Геологическая карта полуострова Индокитай и прилегающих территорий. М-6 1:2 500 000. М.: Мингео СССР, 1983.

ВНИИзарубежгеология,
Москва, 105215

Поступила в редакцию
26.VII.1986

УДК 551.46.0 : 551.214

©

ЛУКАШЕВИЧ И. П., ГОРШКОВ А. Г.

ОСОБЕННОСТИ ТОЛЕИТОВОГО МАГМАТИЗМА В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Представление о тектонически однородных участках использовано для изучения связи вариаций состава океанских толеитовых базальтов с эволюцией срединно-океанических хребтов. В работе проведена классификация стекол толеитовых базальтов по главным компонентам, показавшая, что низкотитанистые базальты, бедные щелочами и с высоким содержанием кальция (I тип), приурочены к участкам, образовавшимся в течение первых 30 млн. лет существования рифтовой системы, а также к тектонически осложненным зонам хребтов. Высокотитанистые базальты, обогащенные щелочами и обедненные кальцием (III тип), связаны с рифтовыми зонами, развивавшимися более 80—90 млн. лет до излияния этих базальтов. Базальты II типа по составу и связи с длительностью развития рифтовых зон являются переходными.

Толеитовые базальты, слагающие океаническую кору, образуются в магматических очагах рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Химический состав океанических толеитовых базальтов в настоящее время хорошо изучен. Показано, в частности, что его вариации в разных районах Мирового океана не могут быть объяснены исключительно процессами фракционирования единой первичной магмы, а связаны с различиями в составе первичных магм, поступающих в верхний магматический очаг [4, 7].

Цель нашей работы — выявление связи между вариациями химического состава толеитовых базальтов и временем существования генерирующей их рифтовой системы. Для решения этой задачи оказалось необходимым проанализировать геодинамическую и тектоническую обстановку в срединно-океанических хребтах и рассмотреть ее влияние на процессы кристаллизационной дифференциации, происходящие в магматических камерах рифтовых зон. В результате срединно-океанические хребты были разбиты нами на однородные участки, в пределах которых состав первичной магмы, поступающей в очаги, неизменен, а процессы кристаллизационной дифференциации протекают сходным образом. Мы показали, что эти однородные участки представляют собой фрагменты срединно-океанического хребта, заключенные между крупными трансформными разломами или возвышенностями, поэтому мы назвали их тектонически однородными участками [2]. Таким образом, были получены однородные элементы, которые можно сравнивать между собой. Были проанализированы данные о химическом составе 1200 стекол толеитовых базальтов Мирового океана. Наряду с данными по осевым зонам хребтов в рассмотрение вошли закалочные стекла толеитовых базальтов рифтогенного происхождения, поднятые со склонов хребтов и из абиссальных котловин. В общей сложности выделилось 64 участка [1, 5, 12, 14—17, 19, 22].

В работе [8] было показано, что химические составы стекол, относящихся к одному тектонически однородному участку, варьируют в определенных пределах, что стало одним из критериев для их классификации. Поскольку индекс дифференцированности базальтовых стекол на различных участках колеблется от 0,86 до 4,80, то для сравнения был выбран интервал 1,0—1,5, который встречается на всех участках. Выбор одинакового интервала индекса дифференцированности дает основание связывать различия в составе стекол с различным составом первичных магм, снивелировав влияние процессов фракционирования в верхней магматической камере.

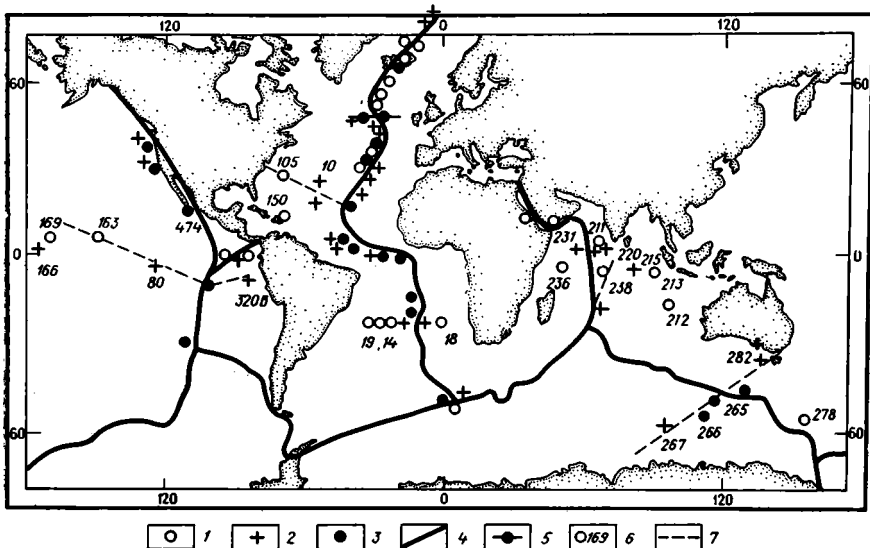


Рис. 1. Пространственное распределение базальтов различных типов на дне Мирового океана

1—3 — типы базальтов: 1 — I, 2 — II, 3 — III; 4 — мировая система срединно-океанических хребтов; 5 — базальтовые стекла, драгированные в трансформных разломах; 6 — номера скважин; 7 — условные линии направления спрединга, на которых расположены точки отбора базальтов

Нами было выделено три типа базальтов. I тип характеризуется низким содержанием титана, щелочей и высоким содержанием CaO. Химический состав базальтов II типа является промежуточным между I и III типами. III тип отличается высоким содержанием щелочей и низким содержанием CaO. Классификация толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов по химическому составу закалочных стекол приведена ниже.

I тип	II тип	III тип
$\text{TiO}_2 \leq 1,2\%$	$1,2 < \text{TiO}_2 \leq 1,6$	$\text{TiO}_2 > 1,6$
$\text{CaO} > 12,0\%$	$\text{CaO} < 12,0$	$\text{CaO} < 12,0$
$\text{Na}_2\text{O} \leq 2,4\%$	$2,4 < \text{Na}_2\text{O} \leq 2,7$	$\text{Na}_2\text{O} > 2,7$
$\text{K}_2\text{O} \leq 0,1\%$	$0,1 < \text{K}_2\text{O} \leq 0,2$	$\text{K}_2\text{O} > 0,2$

Примечание. $1,0 \leq \text{FeO}^*/\text{MgO} \leq 1,5$.

Распределение типов базальтов по тектонически однородным участкам, расположенным на гребнях срединно-океанических хребтов, на их склонах, на абиссальных котловинах и в трансформных разломах, приведено на рис. 1. Анализ пространственного расположения выделенных участков позволил связать характер толеитового магматизма с историей развития срединно-океанических хребтов.

В таблице для ряда тектонически однородных участков приведены данные по вариациям содержаний TiO_2 в стеклах, а также возраст рифтовой системы на момент образования базальта, под которым понимается время от начала рифтогенеза в данном районе до момента излияния базальта. Для скважин глубоководного бурения приведен также возраст литосферы, т. е. время, прошедшее от момента формирования базальта до наших дней. Время от начала рифтогенеза в определенном районе до момента излияния базальта определялось с использованием карты линейных магнитных аномалий и данных по палеогеодинамическим реконструкциям [6, 12—15, 23]. При этом необходимо учитывать, что точность и достоверность расчета возраста образования базальтов определяются в основном точностью и достоверностью карт и палеогеодинамических реконструкций для соответствующего региона. Наиболее детальные и однозначные соответствующие реконструкции для Атлантического океана, менее точны — для Индийского и Тихого в основном из-за наличия

Возрастная и геохимическая характеристика тектонически однородных участков

Название и координаты участка; возраст литосферы, млн. лет	Интервал содержаний TiO_2 в стеклах базальтов, %	Возраст рифта на момент излияния базальтов, млн. лет
Участки с базальтами I типа		
Исландский хребет, 70—67° с. ш.	0,78—0,97	20
Красноморский рифт, 17—21° с. ш.	0,60—1,34	20
Хребет Коста-Рика, 1—2° с. ш., 84° з. д.	0,81—1,37	10
Скв. 105, 150 млн. лет	0,95—1,03	10
» 231, 25 »	1,12—1,20	5
» 236, 68 »	0,59—0,65	30
» 221, 46 »	1,00	30—50
» 238, 30 »	0,91—1,33	20
Аномальные участки Срединно-Атлантического хребта		
Исландия, 65—64° с. ш.	0,82—1,34	20
Хребет Рейкьянес, 63—54° с. ш.	0,95—1,20	60
Азоро-Гибралтарское поднятие, 42—38° с. ш.	0,89—1,24	150
Скв. 14, 39 млн. лет	0,90	80
» 18, 26 »	0,90	90
» 19, 53 »	1,26—1,27	65
Участки с базальтами II типа		
Хребет Мона, 73—72° с. ш.	1,25—1,47	60
Северо-Атлантический хребет, 52—50° с. ш.	1,35—1,72	80
Хребет Хуан-де-Фука, 47,75° с. ш.	1,59—1,63	75
Аравийско-Индийский хребет, 5° с. ш.	1,36—1,64	40
Аравийско-Индийский хребет, 20° ю. ш.	0,77—1,74	50
Скв. 10, 85 млн. лет	1,51—1,53	75
» 267, 38 »	1,27—1,35	75
» 282, 40 »	1,37—1,49	70
Аномальные участки Срединно-Атлантического хребта		
Северо-Атлантический хребет, 48—43° с. ш.	1,10—1,65	160
Азоро-Гибралтарское поднятие, 37—35° с. ш.	1,25—1,49	160
Северо-Атлантический хребет, 34—32° с. ш.	1,55—1,58	160
Северо-Атлантический хребет, 25° с. ш.	0,88—1,87	160
Южно-Атлантический хребет, 28° ю. ш.	1,17—1,42	120
Участки с базальтами III типа		
Северо-Атлантический хребет, 23—22° с. ш.	1,44—1,95	160
Южно-Атлантический хребет, 23—25° ю. ш.	1,69—1,85	120
Хребет Хуан-де-Фука, 44,25° с. ш.	1,60—2,19	75
Калифорнийский рифт	1,47—2,35	80
Восточно-Тихоокеанское поднятие, 31° ю. ш.	1,53—1,92	80
Австрало-Антарктическое поднятие	2,08—2,16	112
Скв. 265, 13 млн. лет	1,60	100
» 266, 25 »	1,60	87
Аномальный участок Срединно-Атлантического хребта		
Исландия, 65—64° с. ш. :	1,55—2,07	20

там многочисленных перестроек направления спрединга.

На состав базальтов Срединно-Атлантического хребта оказывает большое влияние наличие аномальных областей — Исландии, Азоро-Гибралтарского поднятия, а также района сочленения Южно-Атлантического хребта с Китовым хребтом и возвышенностью Риу-Гранди.

На рис. 2 показана зависимость отношения содержания TiO_2 в стеклах толеитовых базальтов к индексу дифференцированности от возраста образования базальтов на участках Атлантического, Индийского и Тихого океанов, расположенных за пределами зон влияния геохимических аномалий, там, где этот возраст был определен. Рассмотрение вместо TiO_2 , как это было сделано при построении классификации, отношения TiO_2 к $I = FeO^*/MgO$ позволило использовать все данные независимо от индекса дифференцированности, а также показать, что действительно в

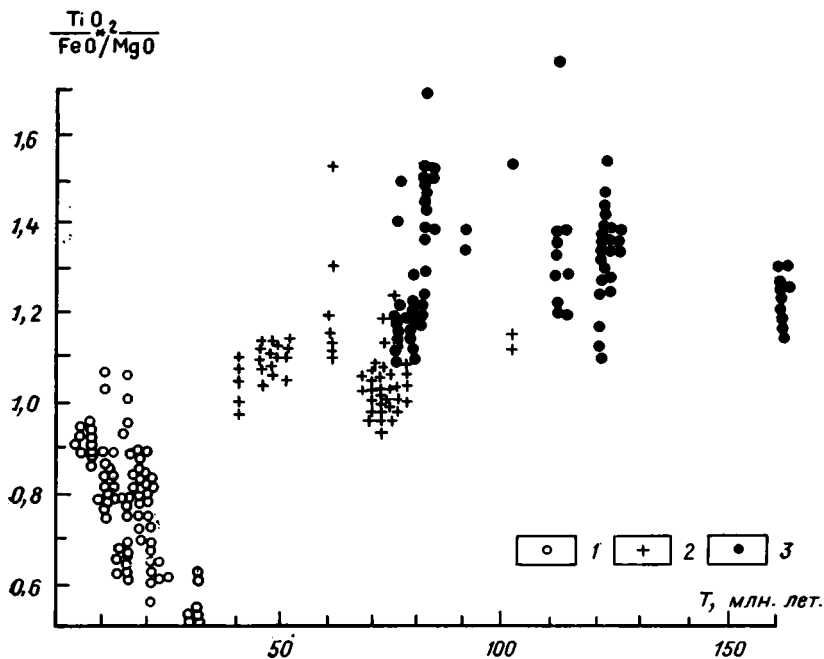


Рис. 2. Связь химического состава базальтов с возрастом хребта на момент излияния базальтов
Условные обозначения см. на рис. 1

пределах каждого тектонически однородного участка развит лишь один тип базальтов.

При анализе данных, приведенных на рис. 1, 2, обращает на себя внимание тот факт, что высокотитанистые базальты, относительно обогащенные щелочами и обедненные кальцием (III тип), практически всегда приурочены к рифтовым системам с возрастом на момент образования базальта свыше 80 млн. лет. К таким структурам относятся, в частности, центральная и южная части Срединно-Атлантического хребта, Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), Австрало-Антарктическое поднятие в тех зонах, где они не осложнены наложенными тектоническими структурами. Наоборот, низкотитанистые базальты, обогащенные СаО (I тип), встречаются в молодых рифтовых системах, на абиссальных котловинах в районах, сформировавшихся вскоре после начала рифтогенеза (в течение первых 30 млн. лет развития рифтовой системы), а также на хребтах, подвергшихся крупным тектоническим перестройкам (например, Рейкьянес в результате образования Исландии). И наконец, магматизм Аравийско-Индийского хребта, возраст которого не более 50 млн. лет, характеризуется базальтами II типа, промежуточными по составу между I и III типами.

Тогда I тип базальтов можно связать с начальной стадией рифтогенеза, III тип — с поздней стадией развития хребтов, а II тип появляется в процессе эволюции на переходных этапах.

Заметим, что участки с I и III типами базальтов никогда не лежат рядом ни на хребтах, ни на линиях, перпендикулярных к осям спрединга. Всегда между ними находятся участки со II типом базальтов. Поэтому существование II, промежуточного, типа оправданно не только из-за особенностей его химического состава, но и из-за пространственного расположения.

Кроме того, обращает на себя внимание симметричное расположение участков с одним и тем же типом базальтов как по обе стороны от хребта (ВТП, 13° ю.ш., скв. 80 и 320 В; Южно-Атлантический хребет, скв. 14 и 18; Австрало-Антарктическое поднятие, и скв. 267 и 282), так и вдоль хребта к северу и югу от Исландии. Так, на Исландском хребте

те и хребте Рейкьянес подняты стекла I типа, идентичные между собой по главным компонентам, а на хребте Мона и на участке 48—43° с. ш. Срединно-Атлантического хребта — совпадающие покомпонентно стекла II типа (см. рис. 1).

В тектонически сложных районах, таких, как Исландия, Азоро-Гибралтарское поднятие, Галапагосский центр спрединга, тройное сочленение Буве, всегда присутствует I тип базальтов в сочетании со II и III типами.

Что касается хребта Рейкьянес, то наличие здесь низкотитанистых базальтов I типа нельзя объяснить начальной стадией рифтогенеза — его возраст около 60 млн. лет. Сейсмические данные свидетельствуют об аномальном строении литосферы хребта Рейкьянес, что может быть связано с особенностями спрединга в этом районе, в частности с образованием Исландии [18].

То же самое можно сказать об участках Северо-Атлантического хребта 48—43° с. ш. и 35—25° с. ш. Принадлежность пород ко II типу в этих районах есть следствие близости к Азоро-Гибралтарскому поднятию, которое характеризуется сложной тектонической историей, аномальным строением коры и всеми тремя типами базальтов [20].

Близкая ситуация имеет место и в Южной Атлантике. Из скв. 14, 18 и 19, расположенных по обе стороны хребта на широте 28° ю. ш., подняты базальты I типа, а на хребте на широте 28° ю. ш. развиты базальты II типа. Район Южно-Атлантического хребта между 27° ю. ш. и 36° ю. ш. соединяется с Китовым хребтом и возвышенностью Риу-Гранди. На этом участке хребта более 53 млн. лет назад (53 млн. лет — возраст базальтов из скв. 19), вероятно, происходили значительные геологические события, следствием которых было образование двух крупных возвышенностей. В настоящий момент магмообразование в этом районе находится в переходном состоянии и характеризуется составами пород II типа (см. рис. 1).

Что касается трансформных разломов, то там, как правило, встречаются базальты II и III типов.

Из рис. 2 следует, что в процессе эволюции срединно-океанического хребта происходит закономерное изменение химического состава океанических толеитовых базальтов. На протяжении первых 30 млн. лет существования системы изливаются базальты I типа с низким содержанием TiO_2 , Na_2O и высоким — CaO ; последующие 50 млн. лет, т. е. в системах с возрастом существования от 30 до 80 млн. лет, — базальты II типа; и наконец, в зрелых системах с возрастом, превышающим 80 млн. лет, — высокотитанистые, обогащенные щелочами и обедненные кальцием базальты III типа.

Иными словами, длительность процесса эволюции срединно-океанического хребта сопряжена с закономерным изменением химического состава первичных магм, поступающих в приповерхностные камеры. В течение первых 80—90 млн. лет после зарождения срединно-океанического хребта происходит обогащение первичных магм титаном, щелочами и обеднение их кальцием, а начиная с возраста 90 млн. лет, процесс изменения химического состава магм прекращается и в рифтовую систему продолжают поступать высокотитанистые магмы, обогащенные щелочами.

Мы связываем эти изменения в химическом составе первичных магм с закономерной сменой областей питания срединно-океанических хребтов по мере их развития. По данным работы [10], чем выше степень плавления лерцолита и ниже давление, тем меньше в расплаве TiO_2 , Na_2O , K_2O и больше CaO . С уменьшением степени плавления и увеличением давления содержание в расплаве TiO_2 , Na_2O , K_2O возрастает, а CaO — убывает.

С другой стороны, расчеты с использованием сейсмических данных [9] и данных электрогеомагнитного зондирования [3, 11, 21] свидетельствуют о том, что в верхних слоях астеносферы до глубин порядка 30 км под срединно-океаническими хребтами доля жидкой фазы составляет

10—15% и понижается до 1—3% на глубине 60—80 км. Отсюда можно сделать вывод, что на ранних этапах развития область питания срединно-океанических хребтов находится в верхних слоях астеносферы, где относительно велика доля жидкой фазы. По мере эволюции рифтовой системы область генерации первичных магм перемещается во все более глубокие слои астеносферы с меньшим содержанием жидкой фазы.

Поскольку скорость этого перемещения ≈ 1 км/млн. лет (за 80 млн. лет на глубину 80 км), что на 1—2 порядка выше скорости движения конвективного потока, то конвективный привнос вещества в область магмогенерации не может заметно изменить состав жидкой фазы.

В результате проделанной работы можно сделать следующие выводы.

1. Химический состав толентовых базальтов, изливающихся в срединно-океанических хребтах, на протяжении геологического времени претерпевает изменения. В течение первых 30 млн. лет изливаются высококальциевые, низкотитанистые и низкощелочные базальты (I типа по предложенной нами классификации), затем в течение 50—65 млн. лет — базальты с промежуточными содержаниями этих компонентов (II типа), а затем начинают изливаться базальты с низкими содержаниями CaO и высокими — TiO₂, Na₂O и K₂O (III типа). Иными словами, в процессе эволюции срединно-океанического хребта поступающие в его магматические камеры первичные расплавы становятся богаче TiO₂, Na₂O, K₂O и беднее — CaO.

2. В процессе развития срединно-океанического хребта происходит эволюция его магмогенерирующей системы в сторону образования все более глубоких первичных расплавов; после достижения определенного уровня глубинности дальнейшего его увеличения не происходит.

3. Для тектонически сложных районов характерно присутствие всех трех типов базальтов.

Список литературы

1. Альмухамедов А. И., Жюто Т., Матвеевков В. В. и др. Геохимия низкокальциевых толентов Красного моря//Геохимия. 1983. № 9. С. 1289—1303.
2. Арискин А. А., Буланже А. Ю., Горшков А. Г. и др. Термический режим Срединно-Атлантического хребта и его связь с тектоникой региона//Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 6. С. 1405—1410.
3. Ваньян Л. Л. Флюиды в земной коре и астеносфере по электромагнитным данным//Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 146—151.
4. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцневская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанских толентовых базальтов и вариации его состава//Геохимия. 1979. № 2. С. 163—178.
5. Дмитриев Л. В., Харин Г. С., Суцневская Н. М., Запунный С. А. Базальты Южной Атлантики (по материалам 7-й экспедиции НИС «Профессор Штокман»)//Геохимия. 1984. № 10. С. 1400—1406.
6. Карасик А. М., Сочеванова Н. А. Оси палеомагнитных аномалий на акватории Мирового океана//Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акватории морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 205—231.
7. Луканин О. А., Кадик А. А., Дмитриев Л. В., Биггар Г. М. Приповерхностная эволюция магм океанских толентов Атлантики//Геохимия. 1983. № 3. С. 382—406.
8. Лукашевич И. П., Горшков А. Г., Приставакина Е. И. Классификация толентовых океанских базальтов по химическому составу стекол//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 673—677.
9. Лукашевич И. П., Приставакина Е. И. Плотностная модель верхней мантии под океанами//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 2. С. 103—107.
10. Рябчиков И. Д. Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии//Материалы 27-го Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 09. С. 381.
11. Adam A. Relation of mantle conductivity to physical conditions in the asthenosphere//Geophys. Surv. 1980. V. 4. P. 43—55.
12. Anderson R. N., Spasiou D. J., Meissel J. K., Hayes D. E. The interrelation between variations in magnetic anomaly amplitudes and basalt magnetisation and chemistry along the southeast Indian Ridge//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № B7. P. 3883—3898.
13. Autio L. K., Rhodes J. M. Costa Rica rift zone basalts: geochemical and experimental data from a possible example of multistage melting//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 69. P. 729.
14. Bougault H. Major elements: analytical chemistry on board and preliminary results//Initial Reports of the Deep Sea Drilling. 1977. V. 37. P. 643—652.

15. *Cande S. C., Mutter J. C.* A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 58. P. 151—160.
16. *Dickey J. S., Frey F. A., Hart S. R. et al.* Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. V. 41. № 8. P. 1105—1118.
17. *Fornari D. J., Saundess A. D., Perfit M. R.* Major-element chemistry of basaltic glasses recovered during deep sea drilling project Leg. 64//*Initial of the Deep Sea Drilling Project.* 1982. V. 64. Pt. 2. P. 643.
18. *Jacoby W. R., Girardin N.* Rayleigh wave dispersion along Reykjanes ridge//*Tectonophysics.* 1978. V. 55. P. 155—171.
19. *Melson W. G., Byerly G. R., Nelen J. A.* A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses//*Contrib. Earth. Sci.* 1977. V. 19. P. 31—60.
20. *Nafe J. E., Drake C. L.* Floor of the North Atlantic — summary of geophysical data//*Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1969. № 12. P. 59—68.
21. *Oldenburg D. W.* Conductivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate//*Geophys. J. R. astron. Soc.* 1981. V. 65. P. 359—394.
22. *Sigurdsson H.* First-order major element variation in basalt glasses from the Mid-Atlantic Ridge: 29° N to 73° N//*J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B10. P. 9483—9502.
23. *Vogt P. R., Einwich A. M.* Magnetic anomalies and seafloor spreading in the western North Atlantic//*Init. Rep.* 1979. V. 43. P. 307—329.

Институт океанологии
АН СССР, Москва, 117218

Поступила в редакцию
8.VI.1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.241 : 551.794

©

МИНИН Е. А.

ИЗУЧЕНИЕ ПЛАНЕТАРНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение планетарных тектонических дислокаций по измерениям современных движений земной коры.

Скорости современных вертикальных движений земной коры, вычисленные на данную эпоху по результатам высокоточного нивелирования, представлены как случайные функции от расстояния. Основываясь на концепции волновой геомеханики, детерминированные части случайных функций описаны суммой синусоид с различными параметрами. На примере двух нивелирных линий с использованием известной методики спектрального анализа показана возможность выделения стоячих волн вращения с пространственными периодами примерно 120° и меньше.

Вопросам, связанным с изучением систем тектонических дислокаций, придается большое значение. Согласно [3], такое изучение необходимо с целью определения напряжений в земной коре, понимания тектонической эволюции Земли, поисков полезных ископаемых и решения других задач.

Одним из методов изучения дислокаций является измерение современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК). По мере накопления результатов повторного высокоточного нивелирования к этому методу проявляется все больший интерес.

Согласно концепциям волновой геомеханики [9], периодические колебания и вековое уменьшение осевой скорости вращения Земли приводят к возникновению стоячих волн вращения ее вещества. Накладываясь одни на другие колебания различной частоты образуют сложнопериодические кривые, которые можно представить в виде суммы синусоид:

$$\sum_i A_i \sin(\omega_i S + \varphi_i). \tag{1}$$

Вычисленные по результатам высокоточного нивелирования скорости СВДЗК содержат ошибки нивелирования и движения нетектонической природы, которые будем считать случайными. В этом случае скорости СВДЗК можно представить в виде случайных функций от расстояния:

$$V(S) = V_D(S) + V_C(S), \tag{2}$$

где $V(S)$ — случайная функция скорости СВДЗК; $V_D(S)$ — детерминированная часть функции, вычисленная по (1); $V_C(S)$ — стационарная случайная часть, обусловленная нетектоническими движениями и ошибками нивелирования.

Исследования проводились по результатам нивелирования, выполненного по двум направлениям по долготе (Смоленск — Чита) и широте (Вологда — Ростов-на-Дону). Их общая характеристика приводится в таблице, а с более детальной можно ознакомиться в работах [2, 5, 8, 10].

Следует отметить, что на линии (из-за отсутствия у автора материалов) имеется разрыв в наблюдениях между Омском и Ачинском. Согласно [2, рис. 2, а], в указанном

Характеристика нивелирования

№ п. п.	Линия	Годы нивелирования	Общая длина линий, км	Среднее расстояние между пунктами, км	Класс нивелирования	Период синусоид, км	Амплитуда, мм	Дисперсия, мм	
								исходная	остаточная
1	Смоленск — Чита	1931—1972	7056	117,6	1	10 580	6,2	23,2	2,5
						5 880	2,0		
						1 760	0,9		
2	Вологда — Ростов-на-Дону	1938—1976	1846	32,4	1,2	4 540	10,6	60,7	2,8
						1 940	4,8		
						1 130	2,2		
						490	1,4		

месте функция (2) имеет небольшие колебания случайного характера, за исключением района Новосибирска, где наблюдается резкое увеличение отрицательного движения сравнительно локального характера. Учитывая то, что нас интересовали наиболее низкие частоты детерминированной части функции (2), сочтено возможным считать на этом отрезке скорости СВДЗК нулевыми относительно Омска.

По линии 2 от Вологды до Воронежа используются скорости СВДЗК по результатам нивелирования 1949—1952 гг. (I цикл) и 1972—1976 гг. (II цикл). Для более надежного определения больших периодов колебаний линия продолжена до Ростова-на-Дону. Для этого использовались скорости СВДЗК, приведенные в [10] по результатам нивелирования 1938 г. (I цикл) и 1945—1946 гг. (II цикл). На этом участке линии остановимся особо, поскольку авторами [10] он был исключен из изучения СВДЗК по причинам малого интервала времени между первым и повторным нивелированием, а также несогласующимся характером СВДЗК с геолого-геоморфологическими данными.

Действительно, как следует из рис. 2, б в [10], на этом участке функция (2) имеет значительные и частые колебания скоростей, что может быть объяснено увеличением ее случайной части. Основанием же для включения данного участка линии в настоящие исследования послужило следующее: во-первых, по точности нивелирование как I, так и II циклов (средняя квадратическая случайная ошибка 1,2 мм/км и систематическая — 0,12 мм/км) отвечает требованиям, предъявляемым ко II классу; во-вторых, за 25-летний период мало вероятна инверсия движения земной коры, во всяком случае для низкочастотных составляющих, которые являются предметом исследований; в-третьих, отрицательное систематическое смещение функции (2) не противоречит геолого-геоморфологическим данным (общее увеличение отрицательной скорости движения к Азово-Кубанской низменности и Предкавказскому краевому прогибу).

Заканчивая анализ используемого нивелирования, заметим, что по линии 1 наблюдается значительное систематическое накопление разностей между прямым и обратным нивелированием d_6 . Для выявления причин этого явления требуются специальные исследования. Здесь же, пользуясь сведениями из [2], констатируем, что на большей части линии абсолютные величины накопления разностей d_6 в несколько раз меньше СВДЗК.

Для выделения детерминированной части функции (2) применялись известные методы спектрального анализа, изложенные в [8]. При этом учитывалось, что наиболее низкочастотные (с периодом колебаний значительно большим, чем длина линии нивелирования) составляющие детерминированной части функции (2) делают ее нестационарной (особенно это касается линии 2). В этом случае, а также для частот, найденных по максимуму спектральной плотности, производилось их уточнение под условием минимума дисперсии, т. е.

$$\sum_{i=1}^n [V_i - A \sin(\varepsilon_i - \varphi)]^2 = \min, \quad (3)$$

где V_i — значения случайных функций в i -тых точках;

$$\varphi = \arctg \left(- \frac{[V_i \cos \varepsilon_i]}{[V_i \sin \varepsilon_i]} \right);$$

$$A = \frac{2 [V_i \sin \varepsilon_i]}{n \cdot \cos \varphi}; \quad \varepsilon_i = (i - 1) \omega.$$

На рис. 1 показаны значения функции (2), детерминированные части и их низкочастотные составляющие, а в таблице приводятся числовые значения.

Проанализируем полученные данные по каждой линии.

Как видно на рис. 2, спектральная плотность исходной функции (2) по линии 1 имеет довольно четкий максимум на частоте $9 \cdot 10^{-4}$ р/км. После уточнения в диапазоне частот от $27 \cdot 10^{-5}$ до $13 \cdot 10^{-4}$ р/км с учетом условия (3) был установлен период колебания, равный 10 580 км. Синусоида с этим периодом колебания объясняет примерно 80% дисперсии исходной функции. Если учесть длину линии, приходящуюся на 1° по долготе, получится волна с периодом примерно 120° .

Таким образом, после исключения из исходной функции полученной синусоиды, были найдены периоды колебаний других составляющих детерминированной части функции (2), соответствующие примерно 60 и 20° .

Сводное поднятие тектонической волны с периодом колебания 120° приходится на район Читы, а впадины — на район Урала. Если скорости СВДЗК центрировать средней плоскостью, то граница между их положительными и отрицательными значениями проходит на западе между Рязанью и Смоленском, а на востоке — в районе Красноярска. Таким образом, отрицательные скорости СВДЗК охватывают значительную часть Русской и практически всю Западно-Сибирскую платформы.

Сводное поднятие региональной волны с периодом 60° находится между Куйбышевом и Уфой и, по-видимому, контролируется разломами в районах Рязани на западе и Кургана на востоке.

Тектоническая волна с периодом колебания 20° соответствует континентальным структурам, в частности Балтийскому свободному поднятию.

По линии 2 (см. рис. 2) разрешающая способность спектра (ввиду систематического накопления отрицательных СВДЗК, нарушивших стационарность функции) не позволяет установить максимум спектральной плотности. Поэтому частоты под условием (3) исследовались в более широком диапазоне от 0,002 до 0,0002 р/км. Минимум дисперсии получен при аппроксимации исходного ряда синусоидной частоты 0,0014 р/км или

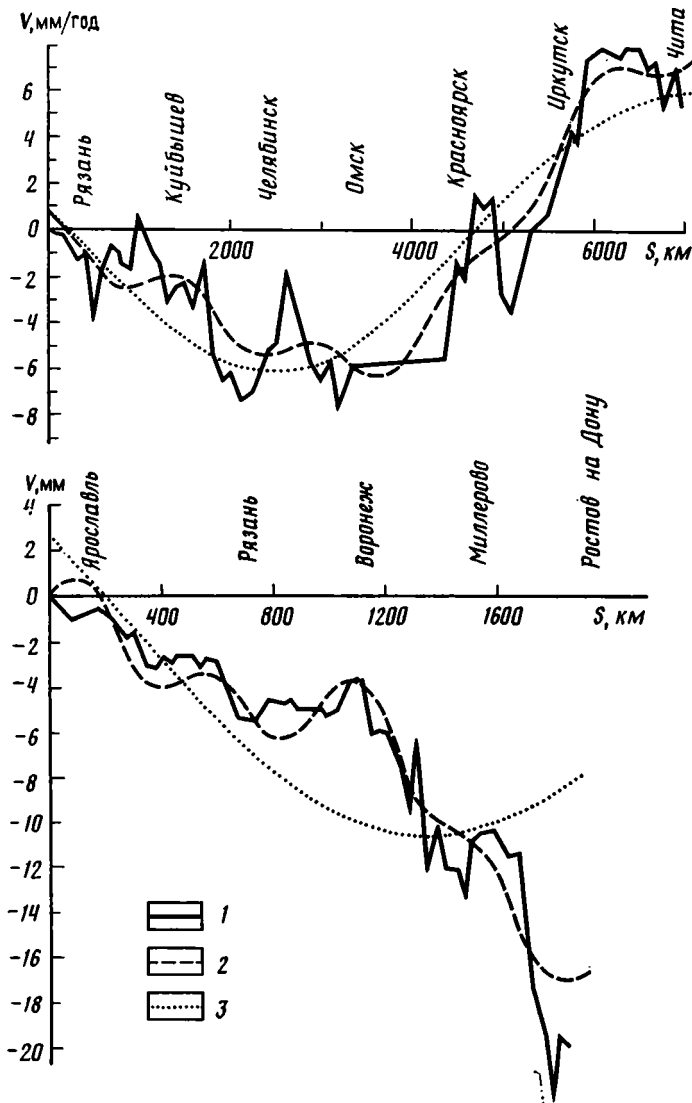


Рис. 1. Графики исходных (1), детерминированных (2) функций и низкочастотных частей детерминированных функций (3)

периодом примерно 30° . Колебания этой частоты объясняют примерно 60% дисперсии исходной функции.

Отрицательные скорости СВДЗК выделенной волны контролируются разломами на севере между Ярославлем и Вологдой, а на юге, по-видимому, краевым швом, являющимся северной границей складчатой области (примерно 45° с. ш.).

Сводное поднятие региональной волны с периодом около 15° примерно совпадает с границами Воронежской антеклизы.

Остальные высокочастотные волны, согласно классификации Пирогова В. А. [9], относятся к элементарной тектонике, и их скорости движения (амплитуды) одного порядка со случайной частью функции (2). Следует отметить, что среднее квадратическое значение стационарной случайной части функций (2) для первой линии равно 1,6 мм, а для второй — 1,7 мм.

Подведем некоторые итоги изложенному, но прежде всего уточним, что мы понимаем под стоячими волнами.

Говоря о стоячих волнах вращения (в данном случае называемых тектоническими), мы имеем в виде волну не обязательно синусоидальной формы, фиксированную в пространстве и осциллирующую во времени. Строго говоря, стоячая волна синусоидальной формы может возникать только в однородных замкнутых системах, к каковым Земля не относится в силу своей неоднородности. Поэтому в принципе детерминированную часть случайной функции (2) можно аппроксимировать любым подходящим математическим выражением. В наших исследованиях использовалась для аппроксимации тригонометрическая функция как наиболее отвечающая физической сущности явления, описываемого теорией волновой геомеханики.

Сумму синусоид можно использовать не только для аппроксимации пликвативных дислокаций (которые по своей геометрической форме наиболее близки к синусоидам) но и дизъюнктивных (грабены, горсты и т. п.). Основанием для применения принципа суперпозиции в этих случаях является то, что амплитуды колебаний в десятки и сотни раз меньше длины волны, а следовательно, для описания СВДЗК применимы линейные уравнения.

Не претендуя на полноту и однозначность геолого-геоморфологической интерпретации выделенных тектонических движений, коротко остановимся на полученных результатах.

Наибольший интерес представляет выделенная тектоническая волна с пространственным периодом примерно 120° . Если ее экстраполировать в пространстве (к западу от Смоленска и к востоку от Читы), то, подчеркивая асимметричность планеты, она достаточно хорошо согласуется с современным географическим положением древних платформ. Ее своды и впадины совпадают с современным гипсометрическим уровнем этих территорий, что свидетельствует об унаследованности СВДЗК этого периода колебания по крайней мере с четвертичного периода.

Труднее определить периоды осцилляций во времени, поскольку они у тектонических волн планетарного и регионального масштаба несоизмеримо больше времени наблюдения СВДЗК. Решение этой задачи усложняется еще тем, что необходимо рассматривать исследуемую волну в суперпозиции с другими волнами, в том числе и с широтными. Поэтому требуются дальнейшие исследования в данном направлении, о чем мы скажем ниже.

Здесь же, используя сведения из различных литературных источников, можно предположить, что период осцилляции 120 -градусной волны связан с чередованием периодов растяжения и сжатия в развитии платформ [6] и равен приблизительно 1 млрд. лет.

Что касается волны с пространственным периодом 60° , то с ней, по-видимому, связаны этапы формирования чехлов на платформах. Учитывая мегациклы колебательных движений земной коры [1], можно предположить период осцилляции этой волны равным галактическому году, т. е. примерно 200 — 230 млн. лет.

Если экстраполировать широтную волну с пространственным периодом 30° к югу, от Ростова, то ее сводовое поднятие совпадает с альпийской складчатой зоной, ограничиваясь с юга Африканской, а с севера Восточно-Европейской платформами. При экстраполяции этой волны к северу от Вологды ее сводовое поднятие совпадает со сводовым поднятием Балтийского щита, осложненным в послеледниковую эпоху регенерацией древних грабенообразных впадин (Кандалакшской и др.) [7].

Предположить, даже приблизительно, период осцилляции этой волны не представляется возможным, поскольку она находится в суперпозиции с волнами планетарного масштаба, которые не определяются из-за короткой нивелирной линии. Если следовать субординации [4], то можно предположить период ее осцилляции равным 50 — 70 млн. лет, что в какой-то степени подтверждается тектоническим развитием юга Восточно-Европейской платформы. Но в этом случае трудно объяснить этот период осцилляции на территории Балтийского щита (Кольский полуостров), который относится к области поднятий с конца раннего протерозоя.

Отметим, что пространственные периоды волн региональной, а тем более элементарной тектоники следует уточнить, повысив верхнюю частоту спектрального анализа, т. е. уменьшив интервал между точками наблюдения случайной функции (2).

В заключение следует сказать, что цель статьи заключалась в том, чтобы показать реальную возможность изучения волновых движений земной коры планетарного масштаба с использованием материалов высокоточного нивелирования. Понятно, что в статье продемонстрирована такая возможность на примере выделения плоской волны, а в реальной ситуации мы имеем дело со сферическими волнами. Учитывая, что к настоящему времени на территории нашей страны ГУГК при СМ СССР создана достаточно густая сеть высокоточного нивелирования, эта задача может быть реализована путем сферического гармонического анализа. При этом целесообразно отфильтровать высокочастотные части сферических функций, а для спектрального анализа поля СВДЗК использовать авторегрессионные оценки, обладающие более высокой разрешающей способностью при коротких реализациях.

Как показывает практика, без должной фильтрации случайных функций СВДЗК невозможно установить какие-либо закономерности в пространственном положении стоячих волн вращения планетарного масштаба. В этом нетрудно убедиться сопоставив карты СВДЗК на территории европейской части СССР 1958 г., приводимую в [10], и опубликованную ГУГК при СМ СССР в 1986 г.

В нашу задачу не входит анализ довольно существенных расхождений в вычисленных скоростях СВДЗК вплоть до инверсии, что не объяснимо только с позиций возможных временных периодов колебаний. Мы обращаем лишь внимание на то, что

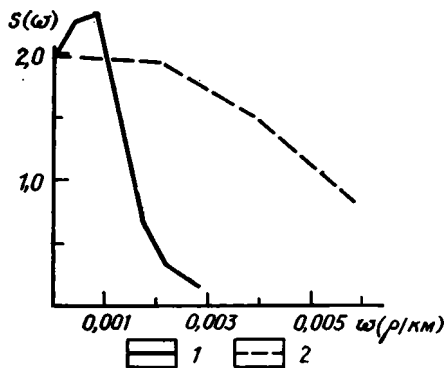


Рис. 2. Графики спектральной плотности случайных функций (2) 1 — линия 1; 2 — линия 2

на значительной части территории, на которую составлены карты, величины скоростей соизмеримы с ошибками их определения. В этой связи следует продумать вопрос о целесообразности уравнивания вычисленных скоростей СВДЗК.

Для решения сложной проблемы, связанной с поиском закономерностей тектонических движений земной коры как в пространстве, так и во времени, необходимо объединение усилий ученых различных специальностей. Поэтому трудно не согласиться с мнением Ю. А. Косыгина [3] о том, «что пока исследования короткой периодичности проходят на чисто любительском уровне и в масштабах индивидуальных поисков. Однако эти исследования необходимо признать очень серьезными и важными и проводить их следует на уровне современных достижений математики (математической статистики) с применением ЭВМ, а также с всесторонней оценкой той геологической обстановки, в которой возникают конкретные землетрясения или происходит вулканическая деятельность».

Список литературы

1. *Балуховский Н. Ф.* Периодичность процессов палеогеографического развития юга русской платформы в кайнозое//Докл. на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга. XV—XIX. 1967—1971. Ритмичность природных явлений. Л.: Наука. 1973. С. 40—59.
2. *Колмогорова П. П.* Закономерности распределения современных вертикальных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне//Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С. 21—30.
3. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
4. *Круть И. В.* О факторах и компонентах земного планетарного времени//Докл. на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга. XV—XIX. 1967—1971. Ритмичность природных явлений. Л.: Наука, 1973. С. 7—25.
5. *Мещерский И. Н., Эткин И. И.* Анализ результатов нивелирования 1 и 2 классов 1957—1966 гг.//Тр. ЦНИИГАиК. 1972. Вып. 169. С. 3—25.
6. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
7. *Милановский Е. Е.* Геология СССР. Ч. I. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
8. *Минин Е. А.* Применение спектрального анализа для изучения вертикальных движений земной коры//Геодезия, картография и аэрофотосъемка. Львов: ЛГУ, 1985. Вып. 41. С. 81—87.
9. *Пирогов В. А.* Некоторые вопросы геотектоники в свете волновой геомеханики//Чита: Забайкальский филиал ГО СССР, 1972. С. 58.
10. *Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины европейской части СССР*//Тр. ЦНИИГАиК. 1958. Вып. 123. С. 298.

Горьковский инженерно-строительный институт
им. В. П. Чкалова, Горький, 603155

Поступила в редакцию
25.III.1988

ДИСКУССИИ

УДК 551.243 : 001.35(234.9)

©

ЛЕОНОВ Ю. Г.

О ПОЛЬЗЕ ОБЩИХ СООБРАЖЕНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ВОПРОСА
О ПРОИСХОЖДЕНИИ СКЛАДЧАТОСТИ(ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Е. А. РОГОЖИНА и В. Н. ШОЛПО
«НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗОНЫ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ БОЛЬШОГО
КАВКАЗА»)

Публикация статьи Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо, посвященной проблеме формирования складчатости Большого Кавказа [4], послужила поводом высказать некоторые соображения относительно подхода к решению этой проблемы вообще и принятого в данной статье в частности. В этой статье рассматривается только Большой Кавказ, но вместе с тем она является выражением определенного метода исследования и интерпретации данных, который, как можно думать, рассчитан на универсальное применение. Он развивается, или применяется в качестве готового инструмента, не только в названной статье, но и в других работах сторонников «вертикального» происхождения складчатости. Поэтому изложенные ниже соображения имеют, как мне кажется, более широкий смысл, чем только критика выводов Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо.

Замечу, что я разделяю точку зрения В. Е. Хаина [6], высказанную им в критических замечаниях на статью Е. М. Рогожина и В. Н. Шолпо, и намереваюсь здесь отчасти развить кратко затронутые им положения, отчасти остановиться на некоторых других сторонах проблемы. И еще одно замечание. В ответе на рецензию В. Е. Хаина авторы подчеркивают [5], что они не преследовали цель опровергнуть концепцию горизонтального сжатия сооружений кавказского типа. Однако их вывод о невозможности горизонтального сжатия в области развития полной складчатости на деле относится ко всему Большому Кавказу, поскольку в статье рассматривается вся территория, включая и крылья и периклиналильные замыкания. Кроме того, это утверждение идет вразрез с их собственными словами о том, что рассмотренные в статье особенности «противоречат возможности применения механизма внешнего сжатия для объяснения формирования мегантиклинория Большого Кавказа» [4, с. 91]. Так что реакция на этот аспект их статьи кажется вполне правомерной.

Не приходится сомневаться, что выявление неоднородности, т. е. неодинаковой интенсивности складчатых деформаций, и главное — попытка использовать эти данные для определения механизма и причин складкообразования — задача достойная, идет ли речь как в статье Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо, об области «полной складчатости» Большого Кавказа или о других складчатых сооружениях. Однако возникает следующий вопрос. Допустим, неоднородность складчатости обнаружена, как это сделано для Большого Кавказа и, вероятно, свойственно любому крупному складчатому сооружению. Но почему этот факт следует объяснять действием не горизонтальных, а вертикальных сил — адвективных или каких-либо других? Этот вопрос не теряет остроты даже в тех случаях, когда для определенных участков и зон признание ведущей роли вертикальных движений является наилучшим, допустим даже, единственно возможным (как, например, по мнению В. Н. Шолпо, для ядра Сванетского антиклинория) решением. При такой прямолинейной интерпретации из вида упускается одно принципиально важное обстоятельство, значение которого становится все более очевидным (например, выводы М. Г. Леонова по Южному Тянь-Шаню [1]), а именно, что каковы бы ни были исходные, общие причины смятия в складчатом сооружении в целом (в рассматриваемом случае — на Большом Кавказе), отдельные его участки (зоны, тектонические элементы, покровы, толщи с неодинаковыми механическими свойствами и т. д.) могут испытывать существенно различную деформацию, деформируясь по-своему — в зависимости от конкретных особенностей каждого участка и его положения в общей деформируемой системе. В результате приложения внешних сил в каждом элементе возникает свое поле напряжений, которое корректируется к тому же за счет активизации внутренних энергетических ресурсов (возможно, в частности, что и за счет адвекции, обусловленной инверсией плотности, описываемой М. А. Гончаровым, В. Н. Шолпо и другими авторами). Кроме того, в каждом отдельном элементе при одинаковых общих условиях может, очевидно, варьировать и ход процесса деформации во времени (даже в течение одного эпизода деформации, не говоря уж о всей истории формирования складчатой структуры, которая в общем случае может быть не только длительной, но и многоактной). Из сказанного следует, что факт чередования участков с разной интенсивностью деформации «полной складчатости» сам по себе еще не свидетельствует о характере общего источника их. В том числе не противоречит возможности смятия в условиях общего тектонического сжатия.

Неравномерное и тем более причудливое размещение в плане участков с разной интенсивностью деформации могло бы противоречить тангенциальному сжатию, по-видимому, лишь в одном случае: если возможный механизм сжатия свести к известной упрощенной модели, в которой пластичная среда симметрично — в виде гармошки — сминается между сближающимися жесткими упорами. В настоящее время эта модель выглядит наивной хотя бы потому, что ее реализация (если она вообще теоретически возможна) требует практически гомогенной деформируемой среды, чего в действительности не бывает. Но вольно или невольно именно с этой моделью, как мне кажется, сверяются результаты изучения распределения складчатости. Этой модели они, естественно, не удовлетворяют. Однако это ни о чем не говорит, поскольку сама модель нереальна.

Возможно, на первый взгляд это покажется странным, но к неоднородной полной складчатости в известном смысле можно отнестись как к прерывистой (оба термина в понимании В. В. Белоусова). Определяющей чертой прерывистой складчатости является чередование деформированных (антиклинали) и недеформированных (разделяющие их пространства) участков, или иными словами — локализация деформации в определенных дискретных зонах. Этим же свойством обладает неоднородная полная складчатость, с той, однако, разницей, что интенсивность деформации здесь приходится отсчитывать не от нуля, а от какой-то ненулевой интенсивности; в принципе же получается то же самое — локализация более интенсивной деформации в некоторых дискретных зонах. Подчеркну, что, говоря о данной аналогии, я не пытаюсь распространить ее на другие свойства прерывистой и полной складчатости (хотя, вообще-то говоря, с точки зрения общих причин образования, склонен видеть в полной складчатости и определенной категории прерывистой складчатости — несмотря на морфологические различия — много общего)¹.

Сопоставление — в указанном смысле — неоднородной полной складчатости с прерывистой интересно вот в каком отношении. Вопреки убеждению Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо, что «прерывистая и промежуточная складчатость формируются главным образом в результате действия вертикальных сил» [4, с. 82], в настоящее время для любых областей развития прерывистых складок, по крайней мере для складок той категории, которые характерны для фронтальных частей складчатых поясов на стыке их с Форландом, показана ведущая роль «тангенциальной тектоники». Во внешних зонах Аппалач и Кордильер, на Урале и во многих других местах с достаточным объемом бурения и геофизических работ установлена связь «прерывистых» складок с разрывами, выполаживающимися на глубине и часто сливающимися в единую субгоризонтальную зону срыва (скальвания). Е. И. Паталаха и Б. А. Хрычев [2, 3] с полным, как мне кажется, основанием рассматривают их в качестве листрических разломов, возникающих в условиях сжатия.

Таким образом, дискретная локализация складчатой деформации в случае этого типа прерывистой складчатости не может служить основанием для заключения об общем вертикальном источнике сил. И в принципе — если принять во внимание упомянутую выше аналогию — это утверждение остается в силе и применительно к неоднородной полной складчатости, неоднородность которой не только не является доказательством ведущей роли вертикальных движений, но, напротив, легко согласуется с представлением о тангенциальных силах. Кстати, концепция листрических разломов сжатия без натяжек применима [3] также к интенсивно деформированным складчатым поясам, где они, с одной стороны, вписываются в представления о глубинной субгоризонтальной расслоенности, с другой — согласуются с крутым положением разрывов в верхних этажах деформированной массы. В любой обстановке (Форланд, фронтальная или внутренняя часть складчатого сооружения) они обеспечивают деформацию шовного типа (в смысле Е. И. Паталахи и Б. А. Хрычева), при которой более интенсивная деформация, в том числе и в области неоднородной полной складчатости, не рассредоточена, а концентрируется в дискретных зонах. В этом смысле можно смело подписаться под словами вышеназванных авторов, что «от блоково-моноклинальной тектоники до альпийно-типовой складчатости один шаг» [3, с. 17].

Все сказанное лишний раз подчеркивает, что выводы об общем механизме (причинах) деформации, основанные только на изучении морфологии складчатости без должного учета более общих особенностей структуры, взаимного расположения неоднородно деформированных зон, разрывной тектоники, включая надвиги и покровы, не могут претендовать на достоверность (на это указал в своей рецензии и В. Е. Хаин). Каким бы способом — «вертикальным» или «горизонтальным» — ни сформировалась отдельная складка или система складок (зависящая, как уже говорилось, от конкретных условий деформации данного объема породы), это еще не дает достаточных оснований для суждения о причинах деформации всего складчатого сооружения. Поэтому утверждение, что «морфология складок — это главное свидетельство в пользу того или другого механизма их образования» [4, с. 82], — одновременно и правильно и ложно. Правильно — применительно к отдельной складке или механически единой системе складок, т. е. когда, по В. Ярошевскому [7], рассматривается механизм складкообразования, ложно — по отношению к структуре неоднородного складчатого сооружения,

¹ Деление на полную и прерывистую складчатость, возможно, удовлетворительно в отношении морфологии, но, вероятно, не соответствует генетическим группам. В результате чего этим делением трудно пользоваться, рассматривая вопросы происхождения складчатости. Упомянутая в настоящей статье прерывистая складчатость в основном ограничивается структурами фронтальных зон и зон сочленения складчатых сооружений с форландом.

когда, по В. Ярошевскому, рассматриваются причины складкообразования. Для решения второй, более общей задачи исследование неоднородной складчатости типа того, которое выполнено Е. А. Рогожиным и В. Н. Шолпо, имеет неоспоримую ценность. Однако полученные данные повисают в воздухе или даже могут толкнуть к необоснованным выводам, если рассматриваются изолированно, вне контекста остальных структурных признаков. При более внимательном отношении к такому рода общим соображениям выводы могли бы оказаться иными и во всяком случае более убедительными.

Еще одно обстоятельство, которое, на мой взгляд, никак не должно упускаться из виду, но которое практически не учтено в статье Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо.— это история формирования складчатой структуры. При описании складчатости в разных по возрасту комплексах необходимо считаться с возможностью, во-первых, одновременного проявления деформации в разных горизонтах, во-вторых, наложения разновозрастных деформаций. Игнорирование первого обстоятельства (неодновременности деформации) может привести — и в рассматриваемой статье приводит — к тому, что как единое анализируется поле деформации, в действительности состоящее из деформаций разного возраста, и, вполне возможно, возникших в разной геодинамической обстановке. Так, например, долоднеюрская структура ряда районов северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа рассматривается в одном ряду с позднеэоценовой (и более молодой) структурой флишевых зон южного склона. И вообще не делается различия между складчатой структурой в породах от лейаса до верхнего мела — палеогена. Не исключено, что их совокупный анализ может, в общем случае, искажать реальные соотношения.

В этой краткой заметке и я не ставил задачи сформулировать свое отношение к проблеме происхождения складчатости Большого Кавказа, так же как не стремился выразить отношение к вопросу о роли вертикальных и горизонтальных сил вообще, желая лишь подчеркнуть некоторые (и, конечно, далеко не все) важные, на мой взгляд, моменты, которые нередко выпадают из поля зрения исследователей, особенно стоящих на позициях «вертикальной тектоники». Решить проблему происхождения складчатости «из общих соображений», как справедливо заметили Е. А. Рогожин и В. Н. Шолпо [5], конечно, нельзя, но учитывать некоторые такие соображения при исследовании необходимо.

Список литературы

1. Очерки по тектонической структуре Южного Тянь-Шаня//Материалы к полевым экскурсиям по проекту IV «Механизмы структурообразования в литосфере». Проблемная комиссия многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран «Земная кора». М.; Душанбе, 1987. 77 с.
2. Паталаха Е. А. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
3. Паталаха Е. И., Хрычев Б. А. Листрические разломы в складчатых областях//Геотектоника. 1988. № 4. С. 8—19.
4. Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа//Геотектоника. 1988. № 5. С. 78—93.
5. Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Происхождение складчатости Большого Кавказа — проблема, которую нельзя решить из общих соображений (ответ на замечания В. Е. Хаина по статье «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»)//Геотектоника. 1988. № 5. С. 111.
6. Хайн В. Е. Некоторые замечания к статье Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»//Геотектоника. 1988. № 5. С. 110.
7. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 242 с.

Геологический институт
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию
15.XII.1988

УДК 551.243(234.9)

©

РОГОЖИН Е. А., ШОЛПО В. Н.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ

(ОТВЕТ Ю. Г. ЛЕОНОВУ)

Критические замечания, высказанные Ю. Г. Леоновым по поводу статьи авторов и дискуссии с В. Е. Хайном [8, 9, 11], свидетельствуют прежде всего о большом интересе к проблеме складкообразования. Хорошо известно, что в теоретической геотектонике эта проблема никогда не снималась с повестки дня, но острота дискуссий периодически то усиливалась, то затухала. Видимо, настало время нового обстоятельного обсуждения всей этой проблемы. Однако в ответе рецензенту, конечно же, нет возможности рассмотреть с необходимой полнотой все вопросы, связанные с проблемой складкообразования. Остановимся лишь на двух принципиальных положениях, которые, как нам кажется, связаны с непониманием позиции авторов. Авторы при этом

считают себя полностью ответственными за это непонимание, так как скорее всего оно вызвано неясностью высказанной ими позиции.

Концепция адвекции, или глубинного диапиризма, как основы формирования складчатости вовсе не делает выбора между альтернативными подходами «горизонтальных» или «вертикальных» внешних воздействий на деформируемые комплексы пород. Поэтому в словосочетании «внешнее сжатие», «внешние тангенциальные воздействия» на первом месте и с акцентом должно быть слово «внешнее». Много раз в обоснование адвективной гипотезы и при рассмотрении существа происходящих при этом процессов говорилось, что адвективное движение сходно с конвективным и, таким образом, одновременно и во взаимосвязи с вертикальными перемещениями в замкнутом объеме возникают и горизонтальные перемещения: растяжение в вертикальном направлении неизбежно связано со сжатием в горизонтальном. Идеализированные схемы адвекции, построенные М. А. Гончаровым [3], наглядно показывают, каким образом сжатие и растяжение компенсируют друг друга на разных уровнях деформируемого объема на разных стадиях развития процесса. На достаточно далеко продвинутых стадиях адвекции в средней части модели возникает уровни сплошного неравномерного горизонтального сжатия, скомпенсированного интенсивным горизонтальным растяжением в ее верхней и нижней частях. Горизонтальное растяжение и перемещение материала в верхней части модели в природе может быть реализовано в том числе и развитием тектонических покровов с амплитудой смещения, соизмеримой с вертикальным движением материала и даже превышающей ее. При этом и в модели, и в природе не происходит никакого общего горизонтального сокращения размеров образца или пространства, т. е. коры.

Важно совершенно четко и определенно сказать, что адвективный механизм — альтернатива не горизонтальным воздействиям вообще, а в равной мере как горизонтальным, так и вертикальным, но в естественным силам, приложенным к комплексу пород. Адвективная концепция — альтернатива «геологическому сопромату», т. е. пониманию деформаций комплексов горных пород в масштабе складчатой области только как их реакции на силы, приложенные к ним извне. Таким образом, основная идея адвективной концепции представляет собой некий новый, принципиально иной подход к пониманию причин и движущих сил тектогенеза, противоположный идее любых внешних сил, воздействующих на комплексы пород в складчатой области. Адвективные движения возникают как реакция на плотностные неоднородности — вертикальные и горизонтальные, — приводящие к неустойчивым состояниям в поле силы тяжести; а сила тяжести, как известно, всегда направлена по радиусу, т. е. вертикально к поверхности. Однако критике обычно подвергается не сама идея возможности плотностных неоднородностей порождать крупные тектонические деформации, а опять же некий общий подход с позиций якобы примата вертикальных сил.

При этом такое традиционное понимание деформаций настолько укоренилось в сознании очень многих геологов, что даже когда устанавливаются признаки и компоненты глубинного корового или мантийного диапиризма, то, тем не менее, какое-то недоверие к потенциальным возможностям этого процесса заставляет в помощь к нему привлекать еще и внешние воздействия [5, 6].

Второе, на чем следует остановиться, это упрек Ю. Г. Леонова авторам в отсутствии историзма. В статье рассматривались только структурные аспекты, связанные с проблемой складкообразования. Авторы отчетливо понимают, что структурные данные являются необходимым, может быть даже первостепенным и главным компонентом для обоснования любой концепции механизма складкообразования, но конечно же недостаточным. И адвективная гипотеза, как не раз указывалось прежде, основывается на структуре, наблюдаемой сегодня в складчатых областях, анализе истории геологического развития и тех процессах преобразования вещества, которые претерпевают породы в геосинклинальных условиях. Только все три компонента, вместе взятые, могут служить доказательством того, что процесс адвекции с большой вероятностью реализуется в природе. Но в отдельной статье, которая посвящена специально применению новых методов оценки интенсивности складчатых деформаций в конкретном регионе, вряд ли стоило вновь обсуждать все ранее приводившиеся аргументы, не прибавляя к ним ничего нового, хотя без сомнения, в этой работе подразумевается соответствие наших данных основным положениям учения о частной и общей инверсии геосинклиналей В. В. Белоусова [1, 2] и учитываются материалы А. А. Сорского [10] с разновременности начала складкообразующих движений в разных зонах Большого Кавказа. Поэтому авторы и сформулировали в качестве вывода, что неоднородность полной складчатости, выявленная при анализе, «не противоречит представлениям о том, что основной причиной возникновения складчатости являются плотностные неоднородности и процесс адвекции, приводящий к их выравниванию» [8, с. 91].

Привлекательность адвективной концепции как раз состоит в том, что в ней получают объяснение не только структурные особенности складчатой области и распределение в пространстве зон с разной интенсивностью деформаций, но и основные этапы геологического развития, а процесс складкообразования оказывается тесно связанным с метаморфическими и магматическими процессами, проявляющимися близко синхронно. Складкообразование оказывается тесно взаимосвязанным со всеми другими проявлениями эндогенной энергии. Реальность адвективных процессов и их структурообразующая роль не раз доказаны на лабораторных моделях. Причем достигнуто хорошее согласие природных наблюдений и моделирования как лабораторного, так и магматического. В то же время, хотя, как говорит Ю. Г. Леонов [5], никто сейчас не принимает примитивной модели сжатия слоистой толщи между тисками, но и более сложных, приближенных к реальности моделей образования складчатости и получения

структуры, близкой к строению реальной складчатой зоны (а не отдельной складки) путем внешних сжимающих сил, что-то не видно. К примеру, как новая панacea для объяснения генезиса структуры во всех тектонических обстановках возникает идея литрических взбросов, интересная сама по себе, но не готовая к широкому употреблению: не оцененная с энергетической и механической сторон, не проверенная экспериментально и математически, не обоснованная полевыми данными. Исследования на Кавказе показали [4, 7, 12], что вблизи крупных крутопадающих разломов действительно образуются зоны интенсивной складчатости, не связанные с адвективным механизмом, а, по-видимому, обусловленные действием на слои внешнего сокращения. Но реальная ширина таких зон составляет 1—2 км. А что делать с неоднородностями складчатости шириной в 10—20 км? Предполагать существование под ними десятков литрических взбросов? А как связать с существованием этих субвертикальных на поверхности разломов и образование шарьяжей? Ясных ответов на эти вопросы сторонники внешних причин возникновения складчатости нам пока не дают.

Таким образом, не отрицая пользы общих соображений для решения проблемы складкообразования и применения дедуктивных методов в геологии вообще, считаем, что индуктивный подход, от детального изучения отдельных складок и конкретной структуры складчатых зон к общим схемам складкообразования, уже принес и принесет в будущем более глубокое понимание процессов деформации пород в природных обстановках.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
2. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 282 с.
3. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
4. Долгинов Е. А. О наиболее подвижных зонах Кавказа//Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 12. С. 64—70.
5. Леонов Ю. Г. О пользе общих соображений при решении вопроса о происхождении складчатости (по поводу статьи Е. А. Рогожина и В. Н. Шолло «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»)//Геотектоника, см. наст. номер.
6. Милановский Е. Е. Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его «рамы» в орогенном этапе альпийского цикла//Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 3—10.
7. Рогожин Е. А. Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования//Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 107—133.
8. Рогожин Е. А., Шолло В. Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа//Геотектоника. 1988. № 5. С. 79—93.
9. Рогожин Е. А., Шолло В. Н. Происхождение складчатости Большого Кавказа — проблема, которую нельзя решить из общих соображений (ответ на замечания В. Е. Хаина по статье «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»)//Геотектоника. 1988. № 5. С. 110.
10. Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования//Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 303—317.
11. Хаин В. Е. Некоторые замечания к статье Е. А. Рогожина и В. Н. Шолло «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»//Геотектоника. 1988. № 5. С. 110.
12. Шолло В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа.//М.: Недра, 1978. 175 с.

Институт физики Земли АН СССР,
Москва, 128810

Поступила в редакцию
10.III.1989

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24 : 001.35

©

Ш О Л П О В Н.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ
КАЛЕДОНСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ(РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ К. Б. СЕСЛАВИНСКОГО „КАЛЕДОНСКОЕ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ“. М.:
НЕДРА, 1987)

Монография К. Б. Сеславинского продолжает и развивает сложившееся традиционное направление тектонических исследований — анализ тектонических режимов на основе оценки вещественного состава и мощностей осадочных и вулканогенных формаций. Ее основой служит большой фактический материал по палеозойским отложениям всех континентов мира, опубликованный автором в [4], и она представляет собой глобальное палеотектоническое обобщение этих данных. Кроме того, работа К. Б. Сеславинского вносит весомый вклад в развитие количественных методов оценки разных тектонических режимов геологического прошлого. Она выводит эту методическую проблему на новую ступень благодаря тому, что задача решается в глобальном масштабе для крупного отрезка истории Земли — каледонского этапа развития.

Цель работы — обобщение всех имеющихся данных по осадочным и вулканогенным образованиям раннего и среднего палеозоя всех континентов мира и анализ истории осадконакопления, вулканизма и тектонических режимов — является давно назревшей задачей, поскольку выяснение наиболее общих пространственно-временных закономерностей тектонических и вообще геологических процессов стало сейчас одной из самых актуальных и острых дискуссионных проблем. Эта проблема имеет прямое отношение как к теоретической тектонике, так и к прикладной геологии.

Автор монографии внес существенные добавления в методику определения средних скоростей осадконакопления, основанную на объемном методе А. Б. Ронова. Разработка и введение им поправочных коэффициентов, связанных с длительностью временных интервалов оседнения и „древностью“ отложений, представляются принципиально важными. Полученные К. Б. Сеславинским с использованием этих коэффициентов результаты и выводы говорят о том, что по крайней мере на протяжении фанерозоя не происходило значимого ускорения или замедления тектонических движений, и заставляют пересмотреть сложившиеся представления о темпах и тенденциях развития тектонических движений. Знаменательно, что к сходным выводам и примерно одновременно с К. Б. Сеславинским, как это часто бывает в науке, пришли и другие исследователи (П. М. Седлер [7], Я. Вейзер [2]). Кроме того, в объемный метод А. Б. Ронова были внесены некоторые ограничения, имеющие также принципиальное значение. Автор указывает на несовершенство метода при анализе объемов осадочных и вулканогенных образований, испытавших сложные тектонические и особенно покровно-надвиговые деформации, и отказывается от использования таких данных, опираясь в своих построениях только на сведения о мощностях. Последние, безусловно, более надежны и представляют собой достаточную фактическую основу для решения поставленных автором задач.

В книге рассматриваются количественные модели процессов осадконакопления и интенсивности вулканизма для геосинклиналей, платформ и орогенов, развивавшихся в раннем и среднем палеозое, т. е. в ней охвачены все основные типы континентальных тектонических режимов. Выявленные автором закономерности развития стабильных и мобильных режимов были в какой-то мере известны и раньше, однако впервые для раннего и среднего палеозоя это сделано в глобальном масштабе и впервые на прочной количественной основе с применением ясных и четких параметров — средней скорости осадконакопления, состава отложений, а также интенсивности и состава вулканизма. Это большое достижение, которое опирается на глубокую и кропотливую разработку и интерпретацию колоссального фактического материала.

Очень интересны и важны полученные автором выводы об общей направленности тектонического процесса в подвижных областях в течение каледонского геотектонического цикла — некоторое „затишье“ в начале цикла в раннем и среднем кембрии, усиление тектонической активности в начале ордовика, спад в середине цикла (поздний ордовик) и новое повышение уровня тектонической активности в конце цикла — в силуре. Это как будто известные стадии развития геосинклиналей, о которых неоднократно говорил В. В. Белоусов, они же были установлены А. Б. Роновым и В. Е. Ханним. Однако лучше всего мы знали эти закономерности на примерах альпийских и герцинских складчатых зон. Впервые эта же закономерность выявлена для каледонских структур, причем в количественной форме.

Связь вертикальных тектонических движений на платформах с развитием обрамляющих их подвижных систем показана К. Б. Сеславинским на нескольких убедитель-

ных примерах: Северо-Американской, Восточно-Европейской, Сибирской и Южно-Американской платформ. Это как раз тот процесс, который Ю. М. Пушдаровский назвал резонансно-тектоническим. И опять же он охарактеризован автором работы числом и мерой и вперые — для каледонского этапа развития Земли.

Убедительно доказано постоянное существование в раннем и среднем палеозое орогенного режима, охватывающего значительные по площади участки континентальной земной коры. Проявилось нарастание и усиление активности орогенных процессов к концу рассматриваемого каледонского цикла.

Важными представляются количественные оценки соотношений различных осадочных формаций в разных тектонических зонах и динамика изменения этих соотношений на протяжении геотектонического цикла. Интересно, что даже в тех структурах, для которых традиционно считалась характерной для ранней стадии кремнистая формация, преобладающей все же оказывается во всех случаях терригенная. Этот результат представляется принципиально важным. Принципиальное значение имеет вывод автора о том, что „глубоководные зоны древних геосинклиналей не тождественны пелагиали современных океанов, а имеют ряд особенностей и в седиментогенезе, и в вулканизме“ [3, с. 110]. Об этом говорилось и писалось (например, [5]), но автору удалось доказать это количественными оценками.

В книге приведены очень интересные данные об изменениях общей площади континентов во времени от позднего докембрия до девона, позволяющие судить и об эволюции общего объема континентальной земной коры. Впервые в основе подобного анализа лежат такие конкретные геологические материалы, как серия глобальных палеокарт. Этот метод имеет существенный недостаток, так как пока нет способа учитывать площади земной коры, испытывавшие в палеозое деструкцию. Однако совпадение результатов данного анализа с выводами об изменениях во времени объема земной коры, полученными по данным изотопных методов [1, 6], показывает, что больших ошибок здесь, по-видимому, нет и главные закономерности определены верно.

В целом монография К. Б. Сеславинского представляет собой крупное эмпирическое обобщение и является значительным вкладом в теоретическую геологию и тектонику, и перечисление интересных результатов и достоинств работы можно было бы еще продолжить. Но главное — это то, что не часто приходится встречаться с подобными работами, где, помимо обобщения, еще была бы предложена так глубоко проработанная модель процесса, в данном случае — осадконакопления и интенсивности вулканизма.

Однако совершенно ясно, что такого масштаба и глобального охвата работа не может не вызвать критических замечаний и упреков.

Прежде всего, далеко не бесспорно использование термина „каледонский этап“ или „каледонский цикл“ как некоего геохронологического уровня в истории Земли. Известно, что каледонский геотектонический или тектономагматический цикл проявился с разной интенсивностью и крайне неравномерно на поверхности Земли, а в ряде областей он не имеет самостоятельного значения. Не точно совпадают начало и конец цикла в разных областях, и хотя в тектонической литературе принято периодизацию истории развития Земли сопоставлять с известными геотектоническими циклами, это, конечно, далеко не тождественно общей хроностратиграфической шкале. Автору надо было по крайней мере указать на неоднозначность понимания этого термина и обосновать свое толкование.

Автор пишет в методической главе, что анализ проявлений вулканизма во времени — наиболее простой и достоверный путь для изучения палеоэнергетики. Все другие методы — по несогласиям, складчатости, метаморфизму и др. — более трудоемки и менее точны [3, с. 13—14]. Может быть, этот параметр и точнее сам по себе, но другие показатели характеризуют просто другие стороны энергетики тектонического процесса, и они не взаимозаменяемы.

Ко второй главе, посвященной региональному обзору палеогеографического и палеотектонического развития платформ и подвижных поясов в венде — девоне, можно сделать много отдельных замечаний по разным регионам. Скажем, не учтены или не доучтены новые данные по Уралу, главным образом Полярному, и Новой Земле, не все корректно по Тянь-Шаню и Казахстану. Но в то же время понятно, что уровень генерализации при составлении карт в масштабе 1 : 25 000 000 диктовал условия, при которых неизбежна потеря информации. К этому же привело и то, что при составлении карт невозможно было использовать более мелкие временные отрезки, чем эпоха. Однако остается непонятным, почему при рассмотрении Средиземноморского геосинклинального пояса Атлас исключен из него. Ведь не потому, что он располагается на северном крае Африканского континента. Включена же площадь Аравийской платформы в Африканскую, и это естественно. Так и Атлас всем своим развитием тесно связан со Средиземноморским поясом, и это отчетливо видно при последовательном рассмотрении карт Атласа ... [4], причем не только за анализируемый период времени (венд — девон), но и за более длительный — от рифея до перми.

Также представляются не слишком убедительными доводы автора относительно независимости Урала и Казахстанско-Тянь-Шаньской области на каледонском этапе. На всех картах отчетливо прослеживается единая дуга, отвечающая к северу от главного ствола субширотной системы (Алтае-Саянская и часть Монголо-Охотской систем).

Остается все-таки спорным утверждение о том, что все каледонские геосинклинали окраинно-континентальные. Урал связан с Восточно-Европейской платформой, это очевидно, а вот то, что его резко срезанный восточный край — не результат более поздних

тектонических этапов, а унаследован от каледонского цикла — это лишь умозрительное соображение.

При обсуждении влияния на платформы тектонических событий в соседних подвижных системах (гл. VI) возникает желание, чтобы анализ был продолжен и вот в каком направлении. Чем обусловлено то, что в каледонском цикле на Восточно-Европейскую платформу оказывали воздействие процессы Британо-Скандинавской системы, а Урал начал как-то влиять только в герцинское время, а на развитии Северо-Американской платформы сказывается влияние Иннуитской системы и Аппалачей, а Кордильерский пояс опять-таки оказывает воздействие на нее только в герцинское время? С чем связано это влияние и отсутствие его — с напряженностью ли тектонического процесса или с интенсивностью вулканизма, либо здесь что-то скрыто во взаимной структурной позиции? На эти вопросы хочется получить какие-то ответы на уровне эмпирических обобщений.

В выводах по первому разделу гл. VII, где рассматривалась связь скоростей осадконакопления с литологией, подчеркивается, что эта связь сложная. Кажется, что выявленные связи и закономерности можно было бы сделать более ясными, если показывать на графиках не изменения скорости накопления тех или иных литологических комплексов во времени, а просто дать по каждому комплексу пород его среднюю скорость за весь этап. А то ведь в каждом случае находится объяснение — тектонической позицией, стадией развития и т. д. Одно другого не исключает, но могло бы дополнить.

Показатель интенсивности вулканизма оказывается нечувствительным к ситуациям, когда в той или иной области возникает единичный не характерный, но мощный выброс вулканических продуктов на небольшой площади, что дает на суммарном графике неоправданный пик.

Однако в целом перед нами глубоко продуманное фундаментальное исследование и разработанная количественная модель процессов осадконакопления и интенсивности вулканизма на каледонском этапе развития Земли, т. е. процессов, распределяющих по существу тектонические эндогенные режимы. Принципиально важно, что в результате проведенного исследования установлены и достоверно обоснованы глобальные пространственно-временные закономерности тектонического процесса, связанные с эволюцией недр Земли, и подтверждена реальность и самостоятельность каледонского тектонического цикла развития планеты. Это имеет особенное значение на современном этапе развития теоретической геологии, главной задачей которой является анализ эволюции глобальных процессов.

Характерно, что при рассмотрении отдельных тектонических зон глобальные закономерности могут пропадать, затухаясь индивидуальными особенностями их развития, как это происходит, например, при анализе формаций Средиземноморского пояса. Однако при обобщении выявляются самые главные закономерности. Это как раз тот случай, когда статистический подход не растворяет в безликих средних параметрах существо природных процессов, а помогает выявить общую направленность эволюции земной коры. И кроме того, доказывает необходимость глобального подхода к определенным геологическим проблемам.

Работа К. Б. Сеславинского достойно продолжает на современном научном уровне традицию исследования тектонических процессов, сложившуюся в советской геологической школе, к становлению которой имели отношение крупные наши ученые, начиная с А. П. Карпинского. Под современным научным уровнем я понимаю в том числе и применение количественных математических методов. При этом в данной работе математика не отрывается от природных процессов и не становится самодовлеющим методом, как это часто случается в последнее время. Количественные параметры, используемые в ней, ясны и понятны.

Нет сомнения в том, что монография К. Б. Сеславинского найдет благодарных читателей в самых широких кругах геологов. Модель геологических процессов и методика количественного анализа прошлых тектонических режимов, разработанные автором, могут служить основой для дальнейшего исследования процессов динамики эволюции земной коры методами математического и экспериментального моделирования.

Список литературы

1. Балашов Ю. А. Интенсивность вулканизма мантии и темпы роста континентов//Геохимия. 1985. № 12. С. 1683—1693.
2. Вейзер Я. Цикличность в эволюции Земли: геохимические данные по осадкам//27-й МКГ. Геохимия и космохимия. Секция С. II. Докл. Т. II. М.: Наука, 1984. С. 130—138.
3. Сеславинский К. Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. М.: Недра, 1987.
4. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л.: Наука, 1984.
5. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах//Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 3—23.
6. Reymer A., Schubert G. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth//Tectonics. 1984. V. 3. No 1. P. 63—77.
7. Sadler P. M. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections//J. Geol. 1981. V. 89. No 5. P. 569—584.

Институт физики земли АН СССР, Москва,
128810

Поступила в редакцию
18.III.1988.

**СОЛОМОН МАРКОВИЧ ТИЛЬМАН
(К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

18 ноября 1989 года исполняется 70 лет талантливому ученому-тектонисту, последователю школы А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, доктору геолого-минералогических наук, профессору Соломону Марковичу Тильману. Он родился в г. Новозыбкове Брянской области в рабочей семье. В 1941 году окончил геолого-почвенный факультет МГУ им. М. В. Ломоносова. В период Великой Отечественной войны находился в действующей армии, служил в 319-ой истребительной авиадивизии ПВО в должности военного инженера-метеоролога. После демобилизации вся его производственная, научная и педагогическая деятельность связана с районами Крайнего Севера и Северо-Востока СССР. В 40-е и 50-е гг. С. М. Тильман проводил геолого-съёмочные и поисковые работы, завершившиеся составлением и изданием Государственных геологических карт разного масштаба. Они закрыли «белые пятна» на Таймыре (хребет Бырранга), Западной Чукотке и в Восточной Якутии. В те же годы Соломон Маркович принимал активное и непосредственное участие в открытиях, поисках и разведках цветных и благородных металлов, что дало ему возможность неоднократно обращаться к анализу металлогении Северо-Востока СССР исходя из собственных тектонических представлений. В 1960—1984 годы С. М. Тильман возглавлял лабораторию региональной тектоники в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте ДВО АН СССР (г. Магадан), где со всей полнотой раскрылся его творческий потенциал. Первые обобщения посвящены Чукотским мезозоидам. Впервые было аргументировано, что они построены иначе, чем Верхоянская складчатая область, так как заключают структурные подразделения с эвгеосинклинальным типом развития (Южно-Анойская и Олойская зоны). Новаторские представления С. М. Тильмана о среднеюрском тектогенезе, о блоковой тектонике, контролирующей узловое размещение рудных месторождений, и о позднемезозойском орогенезе отражены в его монографии «Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья», изданной в 1962 году. Выполненное С. М. Тильманом тектоническое районирование Чукотских мезозойских формаций, поисков полезных ископаемых используются в практике геологоразведочных работ. Целью дальнейших исследований является изучение строения тектонотипических районов Северо-Востока и Дальнего Востока СССР с тем, чтобы воссоздать картину геологических процессов по периферии Тихого океана. С. М. Тильман совместно со своими учениками и коллегами организовал экспедиции на о-в Врангеля, на Восточную Чукотку, по трассе Магадан—Хандыга, в верховья р. Амура. Он ознакомился с геологией Ганальского хребта на Камчатке и юга Приморья, участвовал в экспедициях в Японии во время проведения XI научного Тихоокеанского конгресса и т. д. В результате появилась серия публикаций, в том числе широко известные Тектоническая карта Северо-Востока СССР и Объяснительная записка к ней, изданные в 1966 и 1969 годах, а также ряд монографий. В этих работах дана классификация средних массивов и мезозойских геосинклинальных систем.

В первой половине 70-х годов в мировоззрении С. М. Тильмана наметился явный поворот в сторону мобилизма. Он приложил немало усилий, чтобы организовать Корякскую экспедицию на паритетных началах с сотрудниками Геологического института АН СССР, имея в виду распространение в Корякском нагорье уникальных геологических образований. С тех пор в печати стали появляться совместные работы, где развивались представления о типах земной коры на Востоке СССР, о конструктивных и деструктивных процессах, пара- и ортоокеанических формациях, о значительных горизонтальных перемещениях блоков, фиксируемых пространственным сонахождением автотонных и аллотонных комплексов с бореальной и тетической фауной, об аккреционной и коллизивной тектонике и др. К числу наиболее значительных обобщений, в которых весьма деятельное участие принимал Соломон Маркович, принадлежат: Тектоническая карта Востока СССР (1979), коллективная монография «Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана» (1980), «Очерки тектоники Корякского нагорья» (1982). С. М. Тильман плодотворно работает в Институте литосферы АН СССР в должности главного научного сотрудника.

За участие в Великой Отечественной войне и за доблестный труд С. М. Тильман удостоен правительственных наград, а за заслуги в развитии геологической науки и подготовке научных кадров ему присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки РСФСР».

Свое семидесятилетие Соломон Маркович встречает полный энергии, с новыми замыслами и идеями. Его знают многие геологи нашей страны как общительного, чуткого и доброго товарища, активного участника всесоюзных и международных совещаний и симпозиумов, постоянного члена Тектонического комитета, многих советов и комиссий. Редколлегия журнала «Геотектоника» и бюро Тектонического комитета от всей души желают Соломону Марковичу здоровья, бодрости и дальнейших успехов.

*Редколлегия журнала «Геотектоника»
Межведомственный тектонический комитет Президиума АН СССР*

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1989 г.

Алейников А. Л., Беллавин О. В., Каштанов А. А., Яценко В. Р. Колебательный характер современных вертикальных движений и вероятная связь его с вариациями ротационного режима Земли	№ 4
Башеленишвили Л. В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы	№ 4
Белов А. А., Рудаков С. Г. Что такое сардская складчатость и ее соотношение с салаирской	№ 4
Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики	№ 3
Берковский А. Н., Вревский А. Б., Колий В. Д., Крестин Е. М., Лобач-Жученко С. Б., Малюк Б. И., Рыбаков С. И., Сиворонов А. А., Чекулаев В. П. Основные черты строения и развития архейских зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы	№ 3
Бочкарев В. В., Карстен Л. А. Современная и палеотектоническая позиция раннегеосинклинальных комплексов севера Урала	№ 2
Буданов Г. Ф., Горностай Б. А. Тектоническая природа рифейских комплексов на северо-востоке Европейской части СССР	№ 3
Буртман В. С. Кинематика Аравийского синтаксиса	№ 2
Валасис А. Г., Горностай Б. А. Проблема байкалид и рифейский комплекс полуострова Канин и Северного Тимана	№ 2
Вержицкий Е. В., Городницкий А. М., Емельянов Е. М., Лобковский Л. И., Марова Н. А., Сборщиков И. М., Шрейдер А. А., Ястребов В. С. Новые данные о геологическом строении и тектоническом развитии подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика)	№ 1
Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Исмагилов Д. Ф., Коган Л. И., Москаленко В. Н., Шлезингер А. Е. Структура основания Черноморского глубоководного бассейна	№ 2
Гарещий Р. Г., Клушин С. В. Листрические разломы в Припятском палеорифте	№ 1
Годзиковская А. А., Рейснер Г. И. Эндогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа	№ 3
Григорьева Л. В., Иваников В. В., Шинкарев Н. Ф. Тектоническое развитие Балтийского щита в протерозое	№ 1
Денисова Е. А. Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Крака (Южный Урал)	№ 4
Добржинецкая Л. Ф., Кацура И. К. Структура течения в тектонических пластинах архейских эндербитов Кольского полуострова	№ 4
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Баранов Б. В. Тектоника рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между 26 и 24° с. ш.: свидетельства вертикальных перемещений	№ 4
Зорин Ю. А., Турутанов Е. Х., Новоселова М. Р., Балк Т. В. Объемная модель литосферы южной части Восточной Сибири	№ 1
Иттуральде-Винент М. А. Роль офиолитов в геологическом строении Кубы	№ 4
Казьмин В. Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис	№ 5
Карцев А. А., Матусевич В. М., Яковлев Ю. И. Связь аномально низких пластовых давлений с рифтогенными зонами Сибири	№ 2
Клятин К. А. Строение Скандинавского периокеанического прогиба и выступа фундамента Вёринг	№ 3
Колий В. Д., Сиворонов А. А. Поперечная структурно-формационная зональность Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области	№ 5
Константиновская Е. А. Экзотические осадочные брекчии полуострова Озерного (Восточная Камчатка) и их тектоническое значение	№ 5
Коваленко В. И., Ярмолук В. В., Моссаковский А. А. Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии)	№ 4
Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Труфанов Г. В. Формации, тектоника и история геологического развития киммерид Новой Земли	№ 6
Кориневский В. Г. Палеозойские офиолиты Южного Урала	№ 2
Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. О физических полях вращающихся планет	№ 1

Красный Л. И., Зубарев С. Э. О тектоническом аспекте понятия «Шельф»	№ 2
Крылов Н. А., Распопова М. Г., Чернявский Г. В. Региональные линейменты Украины и их значение для выявления полезных ископаемых	№ 3
Леонов Ю. Г., Сигачев С. П., Отри М., Юсеф А., Заза Т., Сауаф Т. Новые данные о палеозойском комплексе платформенного чехла Сирии	№ 6
Лобковский Л. И., Хаин В. Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение	№ 6
Лукашевич И. П., Горшков А. Г. Особенности толитонового магматизма в связи с эволюцией срединно-атлантических хребтов	№ 6
Лукина Н. В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны	№ 2
Лучицкая М. В., Рихтер А. В. Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка)	№ 2
Малкин Б. В., Шеменда А. И. О механизме континентального рифтогенеза	№ 5
Маркус М. А., Шарафутдинов В. Ф. Оligоценовые олистостромы Восточного Кавказа и позднеальпийский тектогенез	№ 4
Мирлин Е. Г., Пшенина И. А. Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга	№ 3
Некрасов Г. Е., Оро Х., Соколов С. Д., Флорес Р., Шавырина М. В. Офиолиты Восточной Кубы	№ 1
Одинокоев Ю. Ю., Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта	№ 6
Парасьина В. С., Соломатин А. В., Шлезингер А. Е. Печорский позднедевонско-раннекаменноугольный глубоководный бассейн	№ 5
Перфильев А. С., Херасков Н. Н., Батанова В. Г., Егорова Н. Б. Тектоническая расслоенность палеоокеанической коры в Хабаровинском офиолитовом массиве	№ 4
Попович С. В. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений северо-западного шельфа Черного моря	№ 6
Пуцаровский Ю. М. Геотектонику — на новые рубежи	№ 1
Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Гетерогенность мантии и конвекция	№ 5
Разницын Ю. Н. О деятельности Междудементовенного тектонического комитета при ОГГГН АН СССР за 1988 год	№ 5
Разницын Ю. Н., Трофимов В. В. Тектоническое скучивание океанической коры в зоне разлома Зеленого мыса (Центральная Атлантика)	№ 2
Руженцев С. В., Поспелов И. И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии	№ 6
Самойлов В. С., Аракелянц М. М. Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение	№ 3
Скрипий А. А., Юнусов Н. Г. Структуры растяжения и сжатия в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы	№ 6
Суворов А. И. Глыбовая тектоника складчатых областей Урало-Монгольского пояса	№ 1
Сулиди-Кондратьев Е. Д., Иванов Г. М., Буш В. А. Основные черты структуры и геодинамика Лаоса	№ 6
Терехов А. А., Шимкус К. М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины	№ 1
Унксова М. В. О тектонической терминологии	№ 3
Филатова Н. И. Роль процессов коллизии при формировании вулканогенных поясов	№ 5
Хаин Е. В. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов	№ 5
Чекунов А. В. Геодинамическая модель геотраверса Днепровско-Донецкий палеорифт — Украинский щит — Южные Карпаты	№ 6
Шеменда А. И. Моделирование внутриплитовых деформаций в северо-восточной части Индийского океана	№ 3
Шерман С. И., Днепровский Ю. И. Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны	№ 2
Шипилов Э. В., Сенин Б. В., Юнов А. Ю. Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным	№ 5
Шишкин Е. И., Шишкина Т. Ю. О возможном механизме формирования Припят-	

ского палеорифта (в свете тектонофизической интерпретации условий образования глубинных литрических разломов)	№ 6
Шишкин М. А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал)	№ 3
Яблонская Н. А. Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования	№ 1
Язева Р. Г., Пучков В. Н., Бочкарев В. В. Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала	№ 3
Якубчук А. С., Читалин А. Ф., Барабошкин Е. Ю. Варисийская тектоника тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)	№ 5

Краткие сообщения

Леонов М. Г. Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня	№ 4
Минин Е. А. Изучение планетарных тектонических дислокаций по измерениям современных движений земной коры	№ 6
Чехович В. Д., Кравченко-Бережной И. Р., Аверина Г. Ю., Коваленко Д. В. О тектонике острова Карагинского	№ 1

Дискуссии

Леонов Ю. Г. О пользе общих соображений при решении вопроса о происхождении складчатости (по поводу статьи Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»)	№ 6
Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Общие соображения и происхождение складчатости (ответ Ю. Г. Леонову)	№ 6

Рецензии

Белостоцкий И. И., Белов А. А. Рецензия на статью С. И. Дотдугева «О покровном строении Большого Кавказа»	№ 2
Марков М. С. Ранняя история Земли и особенности ее тектоники (о книге В. Е. Хайна и Н. А. Божко «Историческая геотектоника. Докембрий»)	№ 4
Шолпо В. Н. Количественный анализ тектонических режимов каледонского этапа развития Земли (рецензия на книгу К. Б. Сеславинского «Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли»)	№ 6

Хроника

Буртман В. С., Трифионов В. Г. Чтения, посвященные 80-летию со дня рождения академика А. В. Пейве	№ 4
Александр Александрович Моссаковский (к 60-летию со дня рождения)	№ 4
К 60-летию академика АН БССР Радима Гавриловича Гарецкого	№ 1
Славный юбилей	№ 3
Соломон Маркович Тильман (к 70-летию со дня рождения)	№ 6
Марк Соломонович Марков	№ 6
Игорь Вениаминович Архипов	№ 2

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 07.09.89 Подписано к печати 20.10.89 Т-12504 Формат бумаги 70×108^{1/16}
 Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отг. 17,9 тыс. Уч.-изд. л. 12,8 Бум. л. 4,0
 Тираж 1566 экз. Зак. 3423 Цена 1 р. 40 к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7
 Геологический институт АН СССР. Телефон 230-81-77
 2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 20 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилия и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
 - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
 - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
 - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
 - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
 - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
 - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е). Максимальный размер рисунков в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

ЛУТЦ Б. Г., ОКСМАН В. С. ГЛУБОКОЭРОДИРОВАННЫЕ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ АНАБАРСКОГО ЩИТА. 20 л. 4 р.

В книге впервые описаны магматические и метаморфические породы, слагающие глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита, и установлены термодинамические условия их образования. Составленная сводная схема корреляции эндогенных процессов, выявленные особенности строения и состава зон разломов могут составить основу для поисков здесь месторождений полезных ископаемых, а также важны при выработке легенд к Государственным геологическим картам крупного масштаба.

Издание предназначено для специалистов по тектонике и геологии раннего докембрия.

САДЫБАКАСОВ И. С. НЕОТЕКТОНИКА ВЫСОКОЙ АЗИИ. 20 л. 4 р.

В книге рассмотрены актуальные проблемы континентальной тектоники — происхождение новейших структур одного из обширнейших регионов мира — Высокой Азии, охватывающей территории СССР и 9 зарубежных стран. На основе последних достижений геологии, геофизики и сейсмической топографии освещены вопросы геотектоники. С новых научных позиций рассмотрены вопросы формирования высочайших поднятий Высокой Азии, горных узлов и т. д. Особое внимание уделено генезису тектонической энергии, связанной с неоднородностями литосферы и присутствием аномальной мантии в недрах Высокой Азии.

Работа рассчитана на специалистов в области региональной геотектоники, неотектоники, геодинамики.

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

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

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

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

70228

ПОНЕДОВ И И
НОВОСИБИРСКИЙ № 19-1-140

В 593