

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

6

НАУКА · 1990

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР**  
**ГЕОТЕКТОНИКА**

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 6, 1990

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. Я. Яншин**

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, 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» (№ 70228 в каталоге (Союзпечати)).

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

Соколов С. Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения . . . . .	3
Ханин В. Е., Лобковский Л. И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов . . . . .	20
Рогожин Е. А., Рыбаков Л. Н. Тектоническая позиция и геологические проявления Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. . . . .	32
Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности . . . . .	46
Григорьянц Б. В. Складкообразование и сейсмичность . . . . .	61
Паталаха Е. И., Гарагаш И. А. Приразломное смятие (сдвиговое течение) и складкообразование . . . . .	69
Соловьев В. О. Отражение глобальных фаз тектогенеза в разрезе карбона Донбасса . . . . .	79
Диденко А. Н., Печерский Д. М., Ставский А. П., Турманидзе Т. Л., Федоров С. В. Палеомагнетизм офиолитов Ягельского комплекса Корякского нагорья . . . . .	85
Зинкевич В. П., Магакян Р. Тектоническое положение и происхождение хребта Барракуда (Центральная Атлантика) . . . . .	99

## Дискуссии

Резанов И. А. К дискуссии о природе концентрических структур раннего архея . . . . .	113
--------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Рецензии

Левин Л. Э. Новые Геологическая и Тектоническая карты Кубы . . . . .	117
Разницын В. А. Новая тектоническая карта . . . . .	120
<b>Николай Александрович Штрейс</b> . . . . .	124
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1990 год . . . . .	126

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

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1990

CONTENTS

<b>Sokolov S. D.</b> Lithosphere tectonic layering conception: its creation and main theses	3
<b>Khain V. Ye., Lobkovsky L. I.</b> The formation of collision orogens . . . . .	3
<b>Rogozhin Ye. A., Rybakov L. I.</b> The tectonic position and geological evidence of the Spitsak earthquake happened on December 7, 1988 . . . . .	20
<b>Trifonov V. G., Karakhanyan A. S., Kozgurin A. I.</b> The Spitsak earthquake as an evidence of the recent tectonic activity . . . . .	32
<b>Grigoryants B. V.</b> Folding and seismicity . . . . .	46
<b>Patalakha Ye. I., Garagash I. A.</b> The near-fault crumpling (shift flow) and folding	61
<b>Solovyov V. O.</b> Global tectogenesis phases as reflected in the Carboniferous section in Donbas . . . . .	69
<b>Didenko A. N., Pechersky D. M., Stavsky A. P., Tumanidze T. L., Fedorov S. V.</b> Paleomagnetism of ophiolites in the Yagel assemblage of the Koryak highland	85
<b>Zinkevich V. P., Magakyan R.</b> The tectonic position and origin of the Barracuda ridge (Central Atlantics) . . . . .	99
<b>Discussions</b>	
<b>Rezanov I. A.</b> On the nature of early Archaean concentric structures	113
<b>Reviews</b>	
<b>Levin L. E.</b> The new Geologic and Tectonic maps of Cuba	117
<b>Raznitsyn V. A.</b> A new tectonic map . . . . .	120
<b>Nikolay Alexandrovich Shtreis</b> . . . . .	124
Annual index of «Geotectonics» for 1990	126

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016—8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send order to inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. Y., Washington, D. C. 2009.

УДК 551.24.01

© 1990 г.

**К 60-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР**

СОКОЛОВ С. Д.

**КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ  
ЛИТОСФЕРЫ: ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И ОСНОВНЫЕ  
ПОЛОЖЕНИЯ**

Статья написана в связи с 60-летием Геологического института АН СССР. Представления о структурной расслоенности и послонно-дисгармоничном течении масс земной коры и верхней мантии появились в начале 60-х годов и особенно успешно развивались за последнее десятилетие. Рассматриваются основные положения и история создания концепции глобальной тектонической расслоенности литосферы, которая привлекает к себе все большее внимание и находит все большее число сторонников. Она является закономерным результатом развития мобилистского направления в геологии.

За 60 лет существования Геологического института АН СССР в его стенах были выдвинуты и разработаны многие теоретические направления, определявшие пути развития отечественной геологии. Успехи тектонической школы ГИНа, достигнутые к полувековому юбилею, были освещены в специальном издании «Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР», опубликованном в 1980 г. Последние 10 лет прошли также в интенсивном научном поиске, и именно в эти годы была разработана новая крупная тектоническая идея о структурной расслоенности литосферы. Она является логическим продолжением развития мобилистского мышления, синтезируя многочисленные данные, полученные тектонистами ГИНа, о важнейшей роли горизонтальных движений в формировании структур континентальной и океанической земной коры. Цель данной статьи — познакомить читателя с предысторией появления и с самим рождением этой идеи, а также ее концептуальным оформлением и основными положениями.

История мобилизма связана с расцветом альпийской геологии. В конце XIX — начале XX веков был обнаружен особый класс структур, изучение которых позволило французским (М. Бертран, Г. Шардт, Э. Ог, П. Термье) и швейцарским (А. Гейм, М. Люжон, Э. Арган, Р. Штауб) геологам создать «учение о шарьяже». Оно имело революционизирующее значение в развитии геологии, так как коренным образом изменило прежние представления о структуре и происхождении складчатых областей и привело к появлению совершенно новых тектонических гипотез (О. Амперер, Р. Швиннер, А. Холмс, Р. Космат). Покровное строение Альп с крупными надвигами и шарьяжами свидетельствовало о значительном сокращении той части земной коры, из которой возникла эта горная система. Господствовавшая в то время контракционная гипотеза не в состоянии была объяснить горизонтальные перемещения в 100 км и более.

Мобилизм как теоретическое направление в геологии развивался и утверждался в бурных дискуссиях с фиксизмом. Периоды успеха и рождения новых идей сменялись временами ниспровержения мобилистских концепций. Увеличение шарьяжами иногда приобретало гипертрофированный характер, что нередко встречало справедливую критику, главным образом со стороны австрийских геологов, которые стояли на совершенно иных «антинапистских» теоретических позициях.

Важной вехой в развитии мобилизма явилась работа А. Вегенера «Происхождение континентов и океанов» (1915 г.), которая была переведена на другие языки значительно позднее. Русский вариант с названием «Возникновение материков и океанов» был опубликован в 1925 г. Надо сказать, что мысли о возможности перемещения материков высказывались и ранее А. Сниддером (1858), Е. В. Быхановым (1877 г.), Г. Бетстойном (1880 г.), Ф. Сакко (1895 г.), Д. Крейхгауэром (1902 г.), В. Пиккерингом (1907 г.), Р. Мантовани (1909 г.), И. Тейлором (1910 г.), П. Н. Чирвинским (1912 г.), но А. Вегенер сделал это более тщательно и обоснованно, используя разнообразные данные геофизики, палеонтологии, стратиграфии и изложил свои идеи в увлекательной форме. Более того, научная мысль, уже впитавшая в себя труды наппистов или знакомая с ними, была способна воспринять гипотезу дрейфа континентов.

Нередко идеи А. Вегенера отождествляются с появлением мобилизма (Э. Арган, 1935 г.; Ю. Косыгин, 1988 г. и мн. др.). Подобная трактовка представляется неточной. Правильнее говорить о том, что борьба фиксизма и мобилизма от спора наппистов и антيناппистов перешла в дискуссию о постоянстве и мобильности континентов. И в том и в другом лагере можно было встретить крупнейших теоретиков. Принципа постоянства и роста материков придерживались Э. Зюсс, Л. Кобер, Г. Штилле, Р. Ван-Беммелен и др. Среди сторонников дрейфа континентов можно назвать Э. Аргана, Р. Штауба, Р. Дэли, Б. Гутенберга, С. К. Бубнова и др. В творческом соперничестве двух направлений проверялись те или иные теоретические модели и совершенствовалась теория геосинклиналей.

Массовое увлечение идеями дрейфа континентов в 20-е и 30-е годы сменилось периодом достаточно сдержанного отношения к ней и даже разочарованием. Причина заключалась прежде всего в том, что сторонники дрейфа не могли объяснить, какие силы были способны вызвать предполагаемое перемещение блоков суши по подкоровому субстрату — сие. Немаловажную роль сыграл также авторитет Г. Джеффриса, Д. Боуи, Т. Чемберлена, Ч. Шухерта и других крупнейших геофизиков, астрономов и геологов, резко критиковавших идеи А. Вегенера.

Новый интерес к дрейфу континентов возник в конце 50-х годов. Исследования намагниченности горных пород позволили рассчитать кривые движения полюсов для Северной Америки и Европы. Траектории кривых свидетельствовали в пользу дрейфа континентов (С. К. Ранкорн и др.). Эти данные тем не менее окончательно не решили спор мобилистов и фиксистов. Противники по-прежнему выдвигали серьезные аргументы, но интерес к идее дрейфа нарастал среди ученых, работавших в разных областях геологии (Х. Беньоф, В. Вакье, Б. И. Хизен, Н. Опдайк, Р. Венинг-Мейнес, Э. Буллард). В начале 60-х годов в процессе поступления новой информации о строении дна океанов началось возрождение идей мобилизма на новой теоретической основе. Г. Хесс, Р. Дитц выдвинули идею разрастания океанического дна, которая нашла подтверждение в модели Р. Байна и Д. Мэтьюза. Дальнейшие исследования Б. Айзекса, В. Моргана, Дж. Уилсона, Кс. Ле Пишона и др. привели к созданию концепции тектоники плит, или новой глобальной тектоники. Она получила широкое признание и вызвала смену парадигм в геологической науке. В ряде публикаций последних лет распространение идей мобилизма связывается с появлением концепции тектоники плит, а иногда между ними ставится знак равенства. Правильнее говорить, что тектоника плит во всем мире была положительно воспринята именно мобилистами, которые долгие годы безуспешно стремились объяснить причины дрейфа материков. В нашей стране становление мобилизма имеет свою историю. За редким исключением (А. А. Борисяк, 1922 г.; Б. А. Личков, 1931 г.; М. М. Тетяев, 1934 г.; А. П. Криштофович, 1937 г.; и др.) представления А. Вегенера не были восприняты, и торжествовало фиксистское мировоззрение. Немаловажную роль сыграл в этом авторитет корифеев отечественной геологии (В. А. Обру-

чев, А. Д. Архангельский, М. А. Усов, А. Н. Мазарович, а позднее Н. С. Шатский, А. А. Богданов, Н. П. Херасков, В. В. Белоусов и др.).

Несмотря на публикацию гипотезы А. Вегенера и появление в научной и даже учебной литературе сведений о структурах горизонтального сжатия основы мобилизма в высшей школе не преподавались. Это самым отрицательным образом сказалось на развитии отечественной геологии как в научном, так и в практическом аспектах. В послевоенные годы положение практически не изменилось, если не ухудшилось. Геологи, выполнявшие геологическую съемку масштаба 1 : 200 000, в подавляющем большинстве не умели картировать шарьяжи, надвиги, сдвиги.

В этот период времени, пожалуй, только палеофлористы В. Вульф, А. Н. Криштофович, В. А. Вахрамеев, С. В. Мейен видели перспективу мобилистских реконструкций для объяснения особенностей размещения растительного мира. В 1946 г. А. Н. Заварицкий пытался связать возникновение глубокофокусных землетрясений с надвижением материка на океан или пододвижением океанического дна под материк. В среде тектонистов в защиту мобилизма выступили Г. Д. Ажгирей (1952, 1960 гг.), П. Н. Кропоткин (1950, 1964 гг.), А. В. Пейве (1960 г.).

### **ПРИНЦИПЫ НЕОБРАТИМОСТИ И ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ХАРАКТЕРА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ**

Особо следует отметить доклад А. В. Пейве в 1960 г. на XXI сессии Международного геологического конгресса «Разломы и их роль в строении и развитии земной коры» и вышедшую год спустя в Известиях АН СССР статью «Тектоника и магматизм» (1961, № 3). Впервые был предложен принципиально новый тип делимости и строения земной коры и верхней мантии. Основным структурным элементом считались различные по размерам и мощности блоки, ограниченные системой вертикальных и горизонтальных поверхностей. Особое значение отводилось пологим и горизонтальным поверхностям скальвания, ограничивающим тектонические блоки на глубине. Каледонские шарьяжи Норвегии и Швеции, сложенные метаморфическими толщами, рассматривались как результат тектонического расслаивания, скольжения и течения масс на глубине в сиалической коре. Предположение о том, что установленные ГСЗ в Карелии сейсмические поверхности являются зонами тектонического расслаивания, подтвердилось лишь много лет спустя при бурении Кольской сверхглубокой скважины. Только теперь находят подтверждение идеи о тектонической природе поверхностей Мохо, Конрада и других геофизических границ. Анализируя имевшийся крайне отрывочный и разрозненный материал по океанам, А. В. Пейве высказал смелое для того времени предсказание о том, что не только континенты, но и океаны охвачены процессами тектонического дробления на большие и малые глыбы и блоки, испытывавшие перемещение.

А. В. Пейве (1961 г.) сформулировал два важнейших свойства или принципа тектонических движений масс горных пород: «необратимость тангенциальных перемещений» (с. 45) и «дифференциальный характер перемещения блоков» (с. 42). Оба принципа получили дальнейшее развитие в трудах его соратников и учеников и, подобно концепции глубинных разломов, на многие годы определили пути развития тектонической школы Геологического института.

Принцип необратимости горизонтальной компоненты движений объясняет современную структуру Евразии, асимметрию главнейших тектонических зон и структур Земли, явления унаследованности развития отдельных геологических структур. Понятие необратимости лежит в основе созданной в ГИНе мобилистской концепции геосинклиналиного процесса (см. ниже).

Дифференцированный характер горизонтальных перемещений блоков предполагает разные скорости и неодинаковую величину перемещений за один и тот же отрезок времени, а также самостоятельность пе-



ремещения структурно обособленных однородных блоков земной коры. Все это является результатом гетерогенности блоков и неоднородности движения масс в земной коре и в верхней мантии.

В более поздней работе А. В. Пейве [13, с. 19—20] особо подчеркивает, что «дифференцированный характер латерального тектонического течения вещества разных геофизических оболочек Земли является единственной моделью, способной объяснить механизм всех тектонических деформаций, наблюдающихся в земной коре». Этот механизм действовал в условиях тепловой, плотностной, механической и вещественной неоднородностей земной коры и верхней мантии, а также в условиях непостоянства скорости вращения Земли и положения ее полюсов. Указанные неоднородности обусловили поразительную сложность структуры земной коры.

Деформации являются следствием градиента скорости тектонического течения горных масс. Наличие структурной дисгармонии позволяет судить о генезисе деформаций. Существование наряду с мелкими региональными структурами глубинных сдвигов глубинных шарьяжей и глубинных сбросов указывает на дисгармонию очень крупных геологических структур. Резко дисгармонично деформированы и самые большие структурные элементы Земли — континенты и океаны. Причем скорость тектонического течения океанического материала в 3—4 раза больше скорости течения материала континентов.

О дисгармонии тектонических структур океанов и континентов свидетельствуют срезание континентальных структур за пределами шельфа, торцовые сочленения структур континентов и океанов, расположение линейных складчатых поясов в местах сочленения океанической и континентальной коры. Именно разница в скоростях движения океанической и континентальной коры позволяет объяснять приуроченность основных деформаций к границам материков и континентов. Градиенты скоростей океанической и континентальной кор могут возникать в результате «проскальзывания» одной части оболочек Земли относительно другой. Что касается верхних структурных горизонтов коры и мантии, то главной, глобальной поверхностью градиента скорости тектонического течения земных масс является астеносфера.

Упомянутые труды А. В. Пейве получили в эти годы скорее не идейное развитие, а практическое и методическое воплощение. Зарождающееся в стенах ГИНа мобилистское направление главную свою задачу в борьбе с фиксизмом видело в поисках новых фактов и доказательств горизонтальных движений, описании сдвигов (А. В. Лукьянов, А. И. Суворов, В. С. Буртман, С. Г. Самыгин), покровов и шарьяжей (С. В. Руженцев, В. С. Буртман, А. Д. Перфильев, А. Л. Книппер), создании методических основ их выделения и картирования. Результаты этих исследований критически воспринимались и оценивались сторонниками фиксизма и рассматривались как бы через увеличительное стекло. Любую ошибку и даже неточность ожидали массовое тиражирование и преувеличение их масштабов. Печальные итоги критики, хотя и обоснованной, фактологической части построений мобилистов 30-х годов М. М. Тетяев, Г. Н. Фридрикс и др.), когда поверку выдержали лишь малоамплитудные локальные надвиги, осложняющие общую структуру, не должны были повториться.

В атмосфере бурных дискуссий 60-х годов второй удар для отечественного мобилизма был бы равнозначен поражению и отступлению на долгие годы. К счастью, ученые Геологического института, многие из которых имели большой опыт геолого-съёмочных работ, с честью вышли из этой борьбы и своими исследованиями подготовили дальнейшее распространение мобилизма. Геологический институт стал центром и школой нового направления.

Принцип дифференцированного тектонического течения и явление глобальной дисгармонии, не получив дальнейшей разработки и концептуального воплощения, были на некоторое время оставлены без внимания и самим А. В. Пейве. В 1969 г. он выступил с докладом на ежегод-



ной сессии ОГГГ АН СССР «Океаническая кора геологического прошлого», который был опубликован в журнале «Геотектоника» (1969, № 4). Этот фундаментальный труд определил основное направление геологических исследований, и его появление можно считать поворотным моментом в споре фиксистов и мобилистов. Затянувшийся спор двух противоборствующих школ стал достоянием истории. В свое время нечто подобное произошло в борьбе между нептоунистами и плутонистами.

В начале 70-х годов ведущими тектонистами Геологического института АН СССР (А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. Л. Книппер, М. С. Марков, А. С. Перфильев, А. А. Моссаковский, Ю. М. Пущаровский, С. В. Руженцев, Г. И. Макарычев, В. С. Буртман, А. С. Новикова, В. С. Федоровский, А. Л. Яншин) была разработана **концепция направленного развития земной коры** (или геосинклинального процесса). В ее основе лежат представления о структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную. Само понятие геосинклинального процесса, заключающегося в наращивании континентальной коры после складчатости и метаморфизма, было предложено Н. А. Штрейсом еще в 60-е годы. Согласно новой концепции, геосинклинальный процесс определял тектоническую эволюцию земной коры. Были выделены океаническая, переходная и континентальная стадии развития. Каждой стадии соответствуют свои структуры (океаны, переходные зоны, континенты) и свойственные им геологические формации.

Накопление фактического материала и теоретические разработки позволили подойти к новым принципам тектонического районирования континентов. За основу районирования было взято время становления континентальной коры и была разработана классификация формационных комплексов. Среди них выделялись комплексы-показатели океанической, переходной и континентальной стадий. Впервые на мобилистской основе было создано новое поколение тектонических карт: Урала (1977 г.), Северо-Востока СССР (1979 г.), Казахстана (1982 г.) и Северной Евразии (1980 г.). В Объяснительной записке к карте Северной Евразии [37] подчеркивалось, что сущность геосинклинального процесса образования континентальной коры заключается в формировании гранитно-метаморфических слоев, которые образуются на переходной (плагиигранитизация) и континентальной (калиевая гранитизация) стадиях. Были определены два пути становления континентальной коры автохтонный и аллохтонный. И тот и другой приводят к наращиванию (аккреции) континентальной коры.

Несмотря на глубокие и тщательные разработки отдельных аспектов, которые и по сей день не потеряли своего значения, а некоторые, например континентальная аккреция, только становятся предметом пристального изучения, сама концепция геосинклинального процесса постепенно перестала использоваться даже ее авторами. Дело в том, что многие исследователи вынуждены были отказаться от геосинклинальной терминологии (Л. П. Зоненшайн, 1984 г.; Ю. М. Пущаровский, 1987 г.; А. Л. Книппер, А. А. Белов, 1989 г.), на смену которой пришли актуалистические модели и термины.

Региональные исследования, проведенные Геологическим институтом АН СССР на Урале, Кавказе, Средней Азии, Востоке СССР, показали, что эти регионы имеют покровное строение и их правильнее именовать покровно-складчатыми сооружениями, а не просто складчатыми. Основным методом выявления и изучения покровных структур было крупномасштабное картирование. Составленные новые геологические карты разительно отличались от изданных в предшествующие годы. К сожалению, до сих пор далеко не весь собранный при картировании большой фактический материал, накопленный опыт и методические разработки используются в практике геолого-съёмочных работ. Результаты исследований 70-х годов выявили морфологическое и генетическое разнообразие аллохтонных элементов и потребовали пересмотра структуры и истории формирования практически всех складчатых поясов на территории нашей страны.

В это время А. В. Пейве вновь возвращается к идее тектонической расслоенности литосферы, но уже на концептуальной основе, используя новые данные. Наиболее популярная и логически стройная теория тектоники плит, к которой А. В. Пейве относился с должным уважением, считая ее самой совершенной из известных мобилистских концепций, нуждалась в известных поправках. Согласно этой концепции, земная кора и надастеносферная мантия настолько прочно связаны между собой, что континенты являются как бы впаянными в мантию. Представления А. Вегенера о дрейфе континентов хотя и нашли подтверждение и обоснование, но фактически были заменены дрейфом гигантских литосферных плит. В действительности движения плит по астеносфере вследствие конвективных течений не могут объяснить все многообразие тектонических и магматических процессов, происходящих в литосфере. Помимо астеносферы в земной коре и верхней мантии существуют многочисленные неоднородности. Внутри коры были установлены ослабленные зоны, причину возникновения которых можно связывать с горизонтальными подвижками отдельных слоев. Более того, выяснилось, что астеносфера не представляет собой единого слоя и носит «лоскутный» характер (астенозоны — В. П. Мясников, В. Е. Фадеев, 1980 г.). В этом случае деление на литосферу и астеносферу носит условный характер. Таким образом, один из основных постулатов тектоники плит о жесткости, твердости и реологической однородности гигантских плит представлялся довольно упрощенным.

#### КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

В 1980 г. вышла в свет книга «Тектоническая расслоенность литосферы» (редактор А. В. Пейве, авторы: С. В. Руженцев, С. Д. Соколов, М. С. Марков, Г. Е. Некрасов, С. Г. Самыгин, А. С. Перфильев, Н. Н. Херасков, А. В. Лукьянов, А. А. Савельев, Г. Н. Савельева, А. Л. Книппер). Эта публикация определяет дату рождения новой концепции — глобальной тектонически расслоенной литосферы.

Тектоническая расслоенность литосферы обнаружена в различных структурах континентов, но особенно ярко она выражена в складчатых областях. Прямым доказательством тектонической расслоенности служат хорошо известные еще с конца прошлого века сорванные покровы. Они образовались вследствие структурного отделения и смещения тех или иных объемов горных пород со своего основания. Состав аллохтонов позволяет судить о глубинах, на которых происходит тектоническое расслаивание. Срывы возникают внутри осадочного чехла, на границе чехол — фундамент и внутри фундамента. Тектонические покровы чехла с многократным чередованием сорванных пластин известны в Карпатах, Внешних Динаридах, Альпах, Аппалачах, в структурах Тихоокеанского пояса.

Гранитогнейсовые аллохтоны, свидетельствующие о тектоническом расслаивании континентальной коры, описаны в каледонидах Норвегии и Швеции, Гималаях, Памире, Средиземноморье (Родопский, Пелагонийский, Мендересский, Киршехирский массивы, Мармарошский, Гетский покровы и мн. др.). По глубинным шарьяжам на земную поверхность выведены не только метаморфические комплексы верхней части континентальной коры, но и нижней: гранулиты, высокометаморфизованные габброиды и ультрабазиты.

Офиолитовые аллохтоны являются показателем тектонической расслоенности океанической литосферы. При всем структурном и вещественном разнообразии офиолитов они с удивительным постоянством расслоены на отдельные тектонические элементы: дунит-гарцбургитовый, отвечающий верхней мантии; полосчатый и габброидный (3-й океанический слой), дайковый и вулканогенно-осадочный (2-й и 1-й слои). Глубинные шарьяжи, в которых участвует океаническая кора, получили название мантийных. Насыщенность дайками габбро-ультрабазитовой

нижнекоревой части разреза офиолитов и отсутствие их в подстилающем дунит-гарцбургитовом слое верхней мантии, испытавшем интенсивную и сложную складчатость, могут свидетельствовать о раздвигании океанической коры при спрединге автономно от надастеносферной мантии. Появление в основании дайковых комплексов силлов и магматических брекчий может быть следствием скольжения вдоль поверхностей срыва, сопровождающегося разогревом и возникновением магматических очагов.

Горизонты послонных срывов часто маркируются разнообразными тектоническими брекчиями. В зависимости от глубины образования они различаются по составу, строению, мощности, характеру распространения, минералогическим новообразованиям и т. д. Впервые подобный подход к интерпретации тектонитов был предложен А. Л. Книппером на примере офикальцитов [5].

Таким образом, и континентальная, и океаническая литосферы расчленены на ряд структурных элементов. Основными поверхностями срывов являются граница чехол — фундамент, поверхность Конрада (гранитогнейсовые аллохтоны), поверхность Мохо (граница дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов в океанической коре и гранулит-базитовые аллохтоны в континентальной коре) и астеносферные слои (офиолитовые аллохтоны).

Рассмотренный в монографии материал позволил авторам сделать следующий вывод: (с. 5) «Концепция глобальной структурной расчлененности литосферы основана на признании большой роли разного типа физико-химических неоднородностей в литосфере, которые и определяют течение геологических процессов в ней и ее внутреннюю структуру. Особо важное значение мы придаем структурной дисгармонии между корой и мантией, приводящей к большому пространственному перераспределению материала литосферы. Это может по-новому объяснить дрейф континентов и многие явления магматической деятельности и металлогении».

В том же году к идее тектонической расчлененности литосферы обратился Ю. М. Пущаровский с соавторами в статье «Системы разломов в Тихом океане» [21]. По их мнению, все многообразие разломов и геодинамическую автономность крупных структур океанического дна трудно объяснить только особенностями перемещения литосферных плит и правильнее связывать со сложным латеральным дифференцированным перемещением коровых и литосферных масс.

В 1982 г. под редакцией А. В. Пейве вышла в свет книга «Тектоническая расчлененность литосферы новейших подвижных поясов» (авторы В. И. Макаров, В. Г. Трифонов, Д. К. Щукин, В. К. Кучай, В. К. Кулагин). Она дополняла первую книгу данными по неотектонике и геофизике. В результате появилась возможность актуалистического подхода к решению проблемы тектонической расчлененности. Крайне важно, что в свое время именно результаты неотектонических и, главное, сейсмологических исследований легли в основу тектоники плит. В данной же работе теми же методами подтверждаются представления о тектонической расчлененности.

Авторы исследовали разработанную ими комплексную методику выявления структурных планов различных горизонтов литосферы и их роли в формировании тех или иных особенностей новейшей интегральной структуры. Анализ распределения очагов землетрясений указывает на дисгармонию между структурами разных глубин и на существование активных субгоризонтальных поверхностей сейсмогенных движений. Литосфера разделена на отдельные относительно жесткие литопластины и астенослои. По последним происходит перемещение литопластин. С позиций жесткости плит, по мнению авторов, трудно объяснить масштабы и разнообразие деформаций в подвижных поясах шириной в сотни километров, как, например, Памиро-Гималайская область голоценовых деформаций. Здесь отчетливо выражены дисгармоничное развитие и структурное обособление чехла и «гранитно-метаморфического»

основания как одного по отношению к другому, так и более глубинным слоям.

На западе США признаки субгоризонтальных перемещений и структурной дисгармонии обнаружены между хрупким верхнекоровым слоем, для которого характерны сдвиги, и более глубинными горизонтами пластических деформаций литосферы. Граница Тихоокеанской и Северо-Американской плит в верхнем слое проходит по разлому Сан-Андреас, а в более глубоких слоях она смещена на восток и приурочена к рифтово-трансформной системе Большого Бассейна.

Наблюдается различие скоростей перемещения литопластин в связи с их глубиной. Средняя скорость относительного движения плит, полученная суммированием перемещений континентальных блоков, определяет сближение Индии и Евразии в 3—5 см/год, скорость сдвига Тихоокеанской и Северо-Американской плит — 4,5 см/год. Скорости относительного перемещения тех же плит, рассчитанные по полосовым магнитным аномалиям, составляют соответственно 5,5—6,5 и 5,5 см/год. Следовательно, или скорости перемещения блоков с мощной корой в целом ниже, чем с тонкой, или эти различия — лишь следствие обособленности верхнекоровых пластин, которые перемещаются медленнее. В более поздней работе В. Г. Трифонов [38, с. 29] пишет: «...рассчитанные в тектонике литосферных плит направления и скорости их относительных новейших перемещений характеризуют лишь коровые, а в областях с достаточно мощной корой — лишь верхнекоровые пластины литосферы», и они «могут отличаться от направлений и скорости движения более глубинных литосферных масс». Кроме того, обращается внимание на то, что процессы новейшего внутриплитного горообразования в Азии и Америке, общая контрастность вертикальных движений и высокое стояние материков не сопровождаются ни изменением скоростей, ни изменением направлений относительного движения плит, как этого следовало бы ожидать сообразно модели тектоники плит.

В этих двух книгах, написанных большим коллективом авторов, и в последовавшей за ними статье А. В. Пейве, С. В. Руженцева, В. Г. Трифонова [16] были изложены главные представления новой мобилистской концепции. В ее основе лежал принцип дифференцированного послойно-дисгармоничного перемещения слоев земной коры и верхней мантии, сформулированный А. В. Пейве еще в 1961 г.

Сама концепция выдвинута А. В. Пейве в следующем виде: «Представление о тектонически расслоенной литосфере, представляющей собой ансамбль литопластин и астенослоев, вносит новый аспект в понимание механизма формирования слоисто-блоковой структуры земной коры и мантии Земли. Проскальзывание литосферных слоев друг относительно друга приводит к более сложным и вместе с тем более понятным геодинамическим моделям мобилизма, чем это принято в других мобилистских концепциях. Относительное движение литопластин представляется следствием течения горных масс в астенослоях. Оно неравномерно и по-разному распределено в разрезах литосферы разных областей. Неравномерность течения в астенослоях приводит к деформации и частичному разделению литопластин, а также возникновению новых астенослоев, усиливающих дисгармонию деформаций и смещений. Отторженные блоки литосферы вовлекаются в течение, причем не только горизонтальное, но и с той или иной вертикальной компонентой. В результате происходит тектоническое перемешивание корового и мантийного материала на большую глубину, сопровождаемое химическими преобразованиями, частичным плавлением и гравитационной дифференциацией перемещающихся масс» (1982, С. 3).

А. И. Суворов [36] предложил различать два вида тектонической расслоенности — динамическую, обусловленную значительными перемещениями одних слоев относительно других, и статическую, при которой горизонтальные перемещения не проявляются, а структурные планы слоев различны. Примером последней может служить соотношение чехол — фундамент на платформах. Много внимания А. И. Суворов уде-

ляет изучению динамопар разломов и региональных тектонопар сжатия — растяжения как показателей возникновения глубинных срывов и латерального течения вещества.

Группа сотрудников ГИНа, возглавляемая А. В. Лукьяновым, занимается изучением структурных рисунков и моделированием процессов расслоения литосферы. Установлено единство разномасштабных деформаций и однотипность проявления на мега-, макро- и микроуровнях. Горизонтальные перемещения проявляются в виде пластических деформаций, с помощью которых можно оценивать тектоническое течение горных масс. Тектоническое течение, приводящее к горизонтальной расслоенности литосферы, обусловлено взаимодействием неоднородностей геологической среды и разнообразием тектонических факторов [9].

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАССЛАИВАНИЕ ПРИ АККРЕЦИИ И ДЕСТРУКЦИИ

Важное место в трудах тектонистов ГИНа отводится явлениям аккреции и деструкции. Аккреция понимается в широком смысле как приращение масс земной коры любого типа: океанической, переходной, континентальной [1, 4, 12, 15, 22, 30, 32—34].

Аккреция океанической коры происходит в зонах спрединга, и в общем виде эта модель разработана в рамках концепции тектоники плит. Однако установленные в последние годы явления джампинга, асимметричного и рассеянного спрединга [17, 26], а также особенности формирования дайковых и силловых комплексов требуют более углубленного изучения механизма формирования океанической коры с учетом разноглубинной локализации зон деформаций и магматических очагов.

В основе представлений о континентальной аккреции лежат результаты многолетних фундаментальных исследований преобразования океанической коры в континентальную и двух способов ее образования: автотонном и аллохтонном [37]. В этих разработках Геологического института субдукция рассматривается лишь как один из действующих механизмов. С точки зрения кинематики можно выделить два типа аккреции. Первый, межконтинентальная аккреция, возникает при закрытии океанических бассейнов в результате столкновения континентальных масс. Он сопровождается становлением гигантских аллохтонов, образование которых связано с тектоническим расслаиванием литосферы на разных ее уровнях. Формирование новой континентальной коры происходит за счет совмещения и переработки древних континентальных масс. Характерен аллохтонный механизм формирования коры и коллизионные структуры. Ярким примером являются Альпы, Аппалачи, Памир, Урал и др.

Периокеанический тип аккреции связан с присоединением к континентальным массам фрагментов океанических бассейнов. Для него характерно общее омоложение возраста новообразованной континентальной коры в направлении к океану и структуры аккреционного типа. Процессы скучивания и утолщения коры сопровождаются тектоническим расслаиванием литосферы с образованием многочисленных покровных пластин. Формирование континентальной коры сопровождается мощными деструктивными явлениями, наиболее отчетливо выраженными в разрушении окраин материков и образовании окраинных морей.

Детально механизм периокеанической аккреции разработан на примере Тихоокеанского пояса [22, 29, 30, 33, 34, 40]. Рост континентальной окраины Азии происходит за счет приращения океанических, островодужных, окраинно-морских структурно-вещественных комплексов, в том числе экзотических террейнов. В виде аллохтонных элементов они входят в сложно построенные и длительно формирующиеся системы покровов. При этом фрагменты одной и той же палеоструктуры (или террейна) нередко оказываются в разных покровных системах и занимают в них разное структурное положение. Явления вхождения покровных систем в состав континентальных окраин происходят периодически, дискретно, что связано с эпохами уничтожения, перераспределения и

возникновения неоднородностей. В поверхностных оболочках эти явления выражаются в формировании новых структурных планов; в более глубоких слоях — в изменении положения конвергентных границ плит, джампинге зон субдукции и спрединга, формировании гранитно-метаморфических слоев. Установлены два механизма аккреции. В одном случае (вертикальная аккреция) происходит тектоническое наложение (скупивание) одной на другую разнородных литопластин, что вызывает образование вертикальных неоднородностей. Во втором случае (горизонтальная аккреция) в результате сближения литопластин в пространстве возникают латеральные неоднородности.

Тектоническое расслаивание литосферы вдоль конвергентных границ плит сейчас вряд ли у кого вызывает сомнение. Наиболее ярким примером является образование аккреционных призм. В типичных случаях поверхности тектонического отслаивания происходят вдоль литологической границы между толщами желоба и пелагическими осадками океана и в основании последних. Поверхность расслаивания полого погружается под островную дугу или континентальную окраину, прослеживаясь, по геофизическим данным, на расстояние в 100—150 км и до глубин 10—15 км.

При формировании аккреционных призм, сложенных вулканогенно-кремнистыми толщами [3], основная поверхность срыва локализуется вдоль границы 2-го и 3-го океанических слоев. В результате нижняя часть коры субдуцируется, а верхняя, тектонически скупиваясь, образует аккреционную призму. Современный аналог этой модели был обнаружен в системе аккреционная призма — желоб Нансей — подводный хребет Зенису — океанический бассейн Сикоку. Здесь установлены две поверхности срыва, одна — в подошве аккреционной призмы и океанического чехла, а другая — внутри базальтового слоя. С последней связано формирование внутриокеанических надвигов хр. Зенису [48]. Структурами горизонтального сжатия являются также краевые океанические валы. В их пределах сейсмическими исследованиями устанавливаются надвиговые структуры и некоторое утолщение коры, сопровождаемое появлением в ее подошве высокоскоростных горизонтов [11].

Деструкция континентальной, переходной и океанической коры также сопровождается явлениями тектонического расслаивания литосферы [10, 19, 30, 31, 33]. Наиболее отчетливо это выражено в появлении тектонопар сжатия — растяжения, избирательной послойной тектонической переработке комплексов, формирующихся в структурах растяжения, и динамометаморфизме, строго локализованном внутри слоев коры и верхней мантии. Интересную картину скачкообразного рассеивания силлово-дайковых комплексов траппов при формировании структур растяжения рисует С. А. Куренков [7]. При этом явления многоэтажности «рассеянного спрединга» совпадают с перераспределением полей напряжения.

В зонах активного континентального рифтогенеза (Долина Смерти, рифт Рио-Гранде) верхняя часть коры разбита разломами, выполаживающимися на глубине и не проникающими ниже 13—15 км. На этом уровне фиксируется главная реологическая граница. В средней и нижней коре развита интенсивная расслоенность, обусловленная появлением поверхности тектонического срыва с приуроченными к ним магматическими очагами [44]. Следы внутримантийных деформаций обнаружены в ксенолитах перидотитов из щелочных лав, маркирующих олигоцен-миоценовый рифтинг Монферье (Франция) и Калифорнийскую структуру растяжения. Деформации локализованы вдоль глубинных зон скальвания. В первом случае горизонты срыва выявлены на глубине 30—35 км, а во втором — ниже поверхности Мохо, над зоной субдукции и параллельно ей [42].

Большой и разнообразный фактический материал, заимствованные из разных областей геологии данные уже не оставляли сомнений в правильности представлений о структурной делимости литосферы. Неясным оставался механизм и причины, приводящие к тектонической расслоенности, без чего и вся концепция не могла претендовать на универсальность, которой, несомненно, обладает концепция тектоники плит. Кроме того, существенные возражения сводились к отсутствию следов тектонического расслаивания океанической коры современных океанов.

Дальнейшее развитие концепция тектонической расслоенности получила в работах Ю. М. Пушаровского и возглавляемого им коллектива сотрудников. Их исследования были сосредоточены главным образом на двух направлениях. Первое — изучение структуры коры и тектоническое районирование современных океанов, второе — поиск, выявление и изучение глубинных неоднородностей. Многолетние исследования в океанах показали, что здесь (как и на континентах) одновременно сосуществуют в пространстве структуры сжатия и растяжения. Об этом свидетельствовали поднятые при первых же драгировках метаморфизованные и тектонически деформированные породы, резкие изменения мощности океанической коры и отдельных ее слоев.

Н. А. Богданов [2], сопоставляя офиолиты с разрезами океанической коры, пришел к выводу о том, что основные горизонтальные тектонические срывы в офиолитах произошли еще в океанических условиях. Они возникали вблизи спрединговых центров, поскольку быстро залечивались магматическими продуктами и в дальнейшем перемещались вместе с более древней корой к окраинам континентов. Серпентинизация гарцбургитов в океане, по его мнению, также обусловлена тектоническим скучиванием.

Следы внутриокеанических деформаций сейчас установлены в Альпийской области, Корякском нагорье, Сахалине, Кордильерах Северной Америки. В океанической коре Тетиса наиболее отчетливо выражена австрийская фаза деформаций. Явления тектонического расслаивания и скучивания океанической коры этого времени сопровождалась резким изменением палеогеодинамических обстановок, структурными перестройками как в океанах, так и на континентах, что, по мнению А. Л. Книппера [6], было связано со сменой конвективных течений в мантии. Структуры внутриокеанических надвигов описаны в офиолитах массивов Тринити, Жозефин, Престон Пик на западе США [43]. Тектонические деформации ультрабазит-габбровых комплексов, происходившие в океанических условиях, рассмотрены в работах Г. Н. Савельевой, А. А. Савельева, С. А. Щербакова, Е. Л. Денисовой, А. С. Перфильева, А. Б. Дергунова, В. Г. Батановой и др.

В подошве многих офиолитовых аллохтонов развиты метаморфические ореолы с обратной зональностью (вверху гранулиты, амфиболиты, внизу зеленые сланцы). Они образовались по вулканогенно-осадочным океаническим сериям. В подошве перидотитов высокотемпературные зоны рассланцевания, катаклаза и милонитизации (мощность 1—2 км, протяженность 50 км) сопровождаются явлениями частичного плавления. В Омане и Ньюфаундленде температуры оцениваются в 800—1050°С, а давление в 7—10 кбар [41, 46]. Нередко метаморфические породы прорываются дайками диабазов, долеритов, базальтов, отвечающих по составу океаническим толеитам. Следовательно, формирование ореолов и сопровождающих их чешуйчато-надвиговых структур происходило в океанических условиях до обдукции офиолитов на континентальную окраину. Высокие температуры показывают, что процесс расслоения океанической литосферы происходил вблизи срединно-океанического хребта.

Достаточно ясен вопрос о тектонической расслоенности краевых частей океанов. Помимо упоминавшихся выше чешуйчато-надвиговых структур аккреционных призм и краевых валов примерами могут слу-



жить структуры банки Горриндж в Атлантическом океане [8] и Каролинской ступени в Тихом океане [25], а также зона внутриплитных деформаций в северо-восточной части Индийского океана.

Обратимся теперь к абиссальным плитам и центральным частям океанов, т. е. к структурам, в которых, по общепринятому мнению, нет следов деформаций. Исключением является работа А. В. Пейве [14], в которой он рассматривал Срединно-Атлантический хребет как структуру сжатия. Не все положения статьи бесспорны. Однако в постановке проблемы внутриокеанических деформаций она опередила свое время и, вероятно, поэтому редко цитировалась современниками.

Северо-западная, наиболее древняя, часть океанической литосферы Тихого океана характеризуется многообразием тектонических элементов, обладающих своим структурным рисунком, различной внутренней нарушенностью, разной плотностью литосферы, резкими изменениями мощности коры и ее скоростных характеристик, разновозрастностью деформаций Е. Н. Меланхолина [11] обращает внимание на увеличение мощности 2-го и особенно 3-го океанических слоев под поднятиями Обручева, Шатского, Хесса и появление в подошве коры высокоскоростного горизонта (7,3—7,8 км/с) мощностью до 10 км. Формирование «океанических корней гор» объясняется тектоническим сучиванием. Подтверждением служат многочисленные дискретные отражающие границы внутри 2-го и 3-го слоев в сочетании с частым появлением дифракций. К этому можно лишь добавить, что разнообразие структурных планов совпадает с проявлениями и внутриплитного магматизма. Вполне возможно, что между тектонической расслоенностью литосферы северо-западной части Тихого океана и возникновением магматических очагов существует генетическая или парагенетическая связь. Отмеченные особенности определяют сложную картину реологических свойств Тихоокеанической плиты. Естественно, что при деформациях в каждом таком элементе литосфера дислоцируется дисгармонично [11, 19].

В бортах многих крупных разломов (Кларион, Муссау, Кейн и др.) ультрабазиты занимают более высокие гипсометрическое положение, нежели габброиды и базальты. Встречаются участки с обратной последовательностью пород. Во всех случаях такие выходы сопровождаются интенсивной тектонической переработкой. В структурном плане подобные взаимоотношения можно объяснить надвигами, опрокинутыми залеганиями, т. е. явлениями, указывающими на тектоническое расслаивание литосферы.

Принципиально важной работой для развития идей тектонической расслоенности современной океанической коры стала статья Ю. М. Пущаровского с соавторами [20]. Общую асимметрию глубинного строения Срединно-Атлантического хребта они интерпретировали как результат тектонического сучивания. Действительно, на профиле ГСП — МОВ в 3-ем слое видна система наклонных площадок, которые на глубине сходятся в единую зону субгоризонтальных рефлекторов того же типа с общим наклоном к востоку. Именно на восточном фланге хребта развиты внерифтовые вулканические конусы. Отмечается резкая дискордантность асимметричной структуры 3-го слоя и симметричных структур более верхних слоев, отражающих спрединговый процесс.

Первые целенаправленные геологические работы в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики (3-й, 6-й, 9-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов») показали, что в их пределах вскрываются практически все разности пород океанической коры и верхней мантии, а также метаморфические породы и фрагменты серпентинитового меланжа. Особенности их площадного распространения и положение в разрезах указывают на чешуйчато-надвиговое строение океанической коры [35]. В ультрабазитах фиксируются два этапа пластических деформаций. Первый характеризуется высокими температурами, а второй — повышенным стрессом и низкой температурой. Две температурные ступени метаморфизма (550 и 470°С) установлены в амфиболитах. Они формировались на разных глубинных уровнях. Протолиты обнару-

живают петрохимическую и геохимическую гетерогенность, что может быть следствием тектонического совмещения и синтектонического метаморфизма. Приуроченность амфиболитов к надвигам в океанической коре отмечалась и ранее в работах С. А. Силантьева.

На профилях МОВ ОГТ, пройденных вдоль восточного фланга Срединно-Атлантического хребта, выявлено большое количество рефлекторов внутри 3-го и 2-го слоев. Ю. Н. Разницын [27] предложил интерпретировать их как чешуйчато-надвиговые структуры, что подтвердилось результатами драгировок. В последние годы с помощью многоканального сейсмического зондирования пологие тектонические деформации выявлены в Бразильской и Ангольской котловинах [28], в Северо-Американской котловине [52]. Часто зоны деформаций прослеживаются на временных разрезах в виде рефлекторов, расслаивающих весь разрез коры от кровли 2-го слоя до поверхности Мохо.

Свидетельства деформаций, происходящих вблизи спрединговых центров, получены при подводных исследованиях и бурении. Габброиды, вскрытые скв. 334, несут следы пластических деформаций, и в них отчетливо выделяется горизонт тектонитов с метаморфической полосчатостью и перекристаллизацией. Деформация габбро происходила сразу после их внедрения в условиях гранулитовой фации [45]. Зоны грануляции, в которых образование безводных высокотемпературных минералов в условиях верхов амфиболитовой фации происходило до полной кристаллизации пород, были обнаружены в габброидах 3-го слоя банки Горриндж [50]. Важно, что зоны тектонизации сконцентрированы на отдельных уровнях разреза океанической коры. Эти данные хорошо согласуются с известными представлениями Э. Бонатти о существовании неспрединговых мантийных блоков в литосфере Атлантического океана и связанных с ними зон деформаций.

Таким образом, перечисленные примеры, список которых можно значительно расширить, позволяют говорить о тектонической расслоенности океанической коры на всю ее мощность, начиная от краевых частей океанов и кончая срединно-океаническими хребтами. Достаточно подробно об этом говорилось в докладе Ю. М. Пушаровского, Ю. Н. Разницына и С. Д. Соколова «Тектоническая расслоенность океанической литосферы» на прошедшем в 1990 г. XXIII Всесоюзном тектоническом совещании «Геодинамика и развитие тектоносферы».

## УЧЕНИЕ О НЕОДНОРОДНОСТЯХ

В своей творческой деятельности Ю. М. Пушаровский много внимания уделяет изучению строения глубинных геосфер. Особого внимания в этом плане заслуживает статья «Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации» [18]. Работа над ней проходила как раз в годы создания концепции тектонической расслоенности, и она решала круг проблем, связанных с выяснением причин тектонических движений, и рассматривала возможные механизмы расслаивания литосферы.

Неоднородности весьма разнообразны как в иерархическом, так и генетическом отношении: глобальные, региональные, мантийные, литосферные, коровые, тепловые, химические, гравитационные, вещественные, структурные и пр. В зависимости от того, какими методами они устанавливаются, различаются геохимические, металлогенические, петрографические и тектонические неоднородности. Многие из них, имея одну и ту же природу, как бы взаимосвязаны между собой, и поэтому крупнейшие неоднородности выражены в разных геологических полях. Главными неоднородностями Ю. М. Пушаровский считает Тихоокеанский и Индо-Атлантический планетарные сегменты, отраженные в геолого-геофизических особенностях континентов и океанов. Неоднородностями более высокого порядка считаются складчатые, геохимические, металлогенические и другие пояса и провинции.

Объяснение глобальной асимметрии (Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты) имеет первостепенное значение при создании геотектонических концепций и гипотез. Столь своеобразное современное расположение континентов и океанов невозможно объяснить только кинематикой литосферных плит. В этом вопросе нельзя обойтись без привлечения явлений дифференциации земного вещества и признания общей эволюции геологических процессов, корни которой уходят в стадию аккреции планетарного вещества. Именно гетерогенная аккреция, по мнению Ю. М. Пушаровского, обусловила структурную асимметрию Земли и планет земной группы.

Континентальная и океаническая аккреции в ходе геологического времени обуславливают общую тенденцию усложнения структуры литосферы. Как было показано выше, немаловажную роль в этом играют процессы тектонического расслаивания литосферы, вызывающие возникновение новых неоднородностей более высокого порядка: провинциальных, региональных, коровых, верхнемантийных и пр. Особый интерес представляют латеральные неоднородности, которые можно рассматривать одновременно и как результат, и как источник тектонического перераспределения коровых и глубинных масс по латерали. Гипотеза тектонической расслоенности способна объяснить «суть механизмов, вызывающих крупные вещественно-структурные неоднородности как на континентах, так и в океанах» [18, с. 14]. Выяснение генетических, временных и структурообразующих связей разного рода неоднородностей позволит найти объяснение причин возникновения самих неоднородностей.

Обнаружение длительно существующих химических неоднородностей в мантии заставляет искать более сложные модели конвективных движений. Гидродинамическая модель эволюции Земли В. П. Мясникова и В. Е. Фадеева раскрывает влияние неравновесных свойств вещества, химических, тепловых и других факторов на генерацию плотностных неоднородностей. В последние годы все более популярными становятся модели многоярусной конвекции [39 и др.], которые фактически самым непосредственным образом соприкасаются с концепцией тектонической расслоенности.

В настоящее время сотрудниками математической лаборатории ГИНа ведется изучение роли и поведения геолого-геофизических неоднородностей и их взаимосвязи с мантийными конвективными структурами на базе экспериментального и численного моделирования диссипативных процессов. Геофизические неоднородности характеризуются нерегулярным распределением, многообразием форм и разной масштабностью. Устанавливается, что слоистые геологические оболочки обладают индивидуальными реологическими свойствами, но вместе с тем находятся в тесной динамической связи. Например, литосфера, отличающаяся по реологическим свойствам от подлитосферной мантии, реагирует на ее движения специфическими деформациями и в свою очередь сама воздействует на них. Исследование неоднородностей, их взаимосвязи с конвективными процессами открывает перспективу решения проблемы тектогенеза и магматизма Земли [24].

Идея тектонической расслоенности в последние годы находит все больше сторонников. В. Е. Хаин, много сделавший для популяризации и развития концепции тектоники плит, пришел к выводу, «что каждая оболочка составляет автономную динамическую систему... Но эти системы не являются вполне независимыми, ибо существует механизм передачи возбуждений от одной системы к другой, вышележащей. Тем не менее, каждая из оболочек способна латерально перемещаться относительно смежных оболочек, подобно тому, как литосферные плиты относительно астеносферы. Принцип всеобщей относительной подвижности определяет взаимоотношения земных оболочек и лежит в основе всей геодинамики» [39, с. 1437].

Л. И. Лобковский [8] на основании анализа прочностных и деформационных характеристик литосферы пришел к выводу о структурно-

реологической стратификации литосферы. Он теоретически обосновал существование пластичного астенослоя в нижней части коры и предложил модель двухъярусной тектоники плит. Суть этой концепции сводится к тому, что существуют два основных яруса, по которым реализуются горизонтальные смещения плит: литосферный и коровый. В отличие от «классических» моделей тектоники плит двухъярусная схема использует принцип послыдного дифференцированного движения (принцип Пейве). Это первая и, безусловно, удачная попытка логического объединения двух, казалось бы, взаимоисключающих концепций — тектоники плит и тектонической расслоенности литосферы. Л. И. Лобковский показал один из возможных путей создания будущих многоярусных мобилистских моделей. Возможны и другие пути поиска.

Глубинные сейсмические исследования континентальной коры разных регионов США по программе *COCORP* подтверждают модель тектонической расслоенности литосферы [16, 51]. На западном побережье Северной Америки на широте о-ва Ванкувер континентальная литосфера подстилается двумя пододвинутыми одна под другую пластинами океанической литосферы [47]. Интересно, что некоторые сейсмические рефлекторы моложе возраста аккреции. Более того, при вертикальной аккреции нижняя часть континентальной литосферы может быть моложе верхней.

Один из основателей концепции тектоники плит К. Ле Пишон [49]<sup>1</sup> вернулся к вегенеровской идее перемещения сиалических масс. Напомним, что необходимость срыва силля при образовании Мезотетиса была обоснована еще в 70-х годах А. Л. Книппером.

Большую популярность во всем мире получила концепция коллажа террейнов. К сожалению, мало кто обратил внимание на один из главных постулатов этой концепции, согласно которому террейны в отличие от микроконтинентов обычно являются коровыми структурами, а не литосферными блоками. Без всякого сомнения, это шаг к признанию глобальной тектонической расслоенности. Изучение экзотических террейнов Корякского нагорья показывает, что они интенсивно деформировались в процессе перемещения еще до момента вхождения в состав континентальной окраины. Совмещение в аккреционной структуре островодужных террейнов с бореальной и тетической фаунами свидетельствует об абсолютном смещении литосферных плит [33]. Если к этому добавить данные об отсутствии стационарности системы горячих точек, то мы должны прийти к выводу о проскальзывании глубинных геофизических оболочек. Наконец, в зарубежной литературе все чаще используется термин «деламинация» (*delamination*), который переводится на русский язык как тектоническое расслаивание.

Тектоническую расслоенность можно определить как «результат дифференцированного по скорости субгоризонтального смещения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин с образованием тектонических ансамблей скупивания в одних местах и деструктивными процессами в других» [23, с. 6]. Под литопластинами понимаются тектонически смещенные части литосферы.

Текущий юбилейный год ознаменовался публикацией фундаментального труда «Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования». В нем содержится изложение теоретических основ учения и под этим углом зрения дается описание строения и истории структурного развития конкретных регионов СССР. Авторы книги рассматривают ее как методическое пособие для геологов-съемщиков, ведущих региональные геологические исследования и общие поиски месторождений полезных ископаемых.

Концепция глобальной тектонической расслоенности литосферы представляет собой дальнейшее развитие идей мобилизма. История ее создания весьма поучительна. Во-первых, она показывает, как подчас с

<sup>1</sup> Цитируется по реферативному журналу «Геология». 1987. № 6. А 352.

большим трудом и довольно долго пробивают себе дорогу новые идеи. Иногда они появляются слишком рано, чтобы быть сразу воспринятыми современниками. Во-вторых, на ее примере видно, как важно уметь найти новые пути в сонме традиционных представлений. В-третьих, в геотектонике до сих пор нет универсальной концепции, способной дать ответы на все вопросы. В этом плане и представления о тектонической расслоенности требуют дальнейшей разработки и это будет важный шаг на пути создания теории глобального тектогенеза.

#### Список литературы

1. Антипов М. П. Проблема образования аккреционных призм глубоководных желобов//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 1. С. 3—10.
2. Боданов Н. А. О тектоническом скучивании коры в океанах//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
3. Григорьев В. И., Крылов К. А., Соколов С. Д. Юрско-меловые отложения Янра-найского аккреционного комплекса (Корякское нагорье)//Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 132—159.
4. Казьмин В. Г., Книппер А. Л. Аккреционная тектоника Кавказа//Тектонические процессы: Докл. сов. геологов. XXVIII сессия Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1989. С. 75—89.
5. Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса//Геотектоника. 1978. № 2. С. 50—66.
6. Книппер А. Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины//Геотектоника, 1985. № 2. С. 5—27.
7. Куренков С. А. Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области//Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 57—70.
8. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
9. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 56 с.
10. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с.
11. Меланхолина Е. Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики — соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 174 с.
12. Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Фрагменты палеопацифики в центре Евразийского континента//Тектонические процессы: Докл. сов. геологов. XXVIII сессия Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1989. С. 30—47.
13. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения//Геотектоника. 1967. № 5. С. 8—24.
14. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта//Геотектоника. 1975. № 5. С. 3—17.
15. Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Формирование структуры земной коры континентов//Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 5—15.
16. Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов//Геотектоника. 1983. № 1. С. 3—13.
17. Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах//Геотектоника. 1985. № 5. С. 3—17.
18. Пуцаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации//Геотектоника. 1982. № 5. С. 3—16.
19. Пуцаровский Ю. М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли//XXVI чтения им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1986. 30 с.
20. Пуцаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.//Геотектоника. 1985. № 5. С. 5—13.
21. Пуцаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане//Геотектоника. 1980. № 2. С. 3—12.
22. Пуцаровский Ю. М., Мазарович А. О., Соколов С. Д., Цуканов Н. В. Тектоническая аккреция на востоке СССР//Тектонические процессы: Докл. сов. геологов. XXVIII сессия Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1989. С. 89—101.
23. Пуцаровский Ю. М., Марков М. С., Перфильев А. С. Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм//Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 5—14.
24. Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Гетерогенность мантии и конвекция//Геотектоника. 1989. № 5. С. 3—13.
25. Пуцаровский Ю. М., Разницин Ю. Н. Каролинская океаническая ступень//Геотектоника. 1986. № 6. С. 40—54.

26. Пушаровский Ю. М., Руженцев С. В. Спрединг в развитии океанических структур// Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 1. С. 182—185.
27. Разницын Ю. Н. Тектоническая расслоенность океанической коры//Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1441—1444.
28. Разницын Ю. Н., Чинакаев Р. Г. Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины//Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 678—680.
29. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 96 с.
30. Руженцев С. В., Бялбожеский С. Г., Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Соколов С. Д. Тектоника Корякского хребта//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136—189.
31. Руженцев С. В., Соколов С. Д., Юркова Р. М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье)//Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 160—172.
32. Самыгин С. А., Перфильев А. С., Рихтер А. В. Тектоническое скупивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого//Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132—150.
33. Соколов С. Д. Аккреционная тектоника Коряско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.
34. Соколов С. Д., Григорьев В. Н., Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Крылов К. А., Пейве А. А., Цуканов Н. В. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки//Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 111—119.
35. Строение зоны разлома Зеленого Мыса//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1989. Вып. 439. 199 с.
36. Суворов А. И. Тектоническая делимость литосферы: проблемы и перспективы изучения//Геотектоника. 1986. № 1. С. 17—31.
37. Тектоника Северной Евразии. Объяснит. записка к тектонич. карте Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220 с.
38. Трифионов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции//Геотектоника. 1987. № 1. С. 25—38.
39. Хаин В. Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели//Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437—1440.
40. Цуканов Н. В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое — раннем кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 18 с.
41. Boudier F., Bouchez J. F., Nicolas A., Cannat M. Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence//Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 75. P. 215—222.
42. Cabanes N. Etude de zones de cisaillement mantellique. Les peridotites De Montferrier (France) et de San Quintin (Mexique). Analyse texturale, petrologique et geochemique//Doc. et trav. cent. géol. et géophys. Montpellier, 1988. N 16. C. 1—264.
43. Cannat M., Boudier F. Structural study of intraoceanic thrusting in the Klamath Mountains, Northern California: implications on accretion geometry//Tectonics. 1985. V. 4. N 5. P. 435—452.
44. De Voogd B., Serpa L., Brown L. Crustal extension and magmatic processes: COCORP profiles from Death Valley and the Rio Grande rift//Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. V. 100. N 10. C. 1550—1567.
45. Helmstaedt H. Postmagmatic textures and fabrics of gabbros and peridotites from DSDP Site 334//Init. Rept Deep Sea Drill. Proj. V. 38. Washington: D. C., 1976. P. 717—718.
46. Jamieson R. A. Formation of metamorphic aureoles beneath ophiolite. Evidence from the St. Anthony Complex, Newfoundland//Geology. 1980. V. 8. N 3. P. 150—154.
47. Klempner S. L. Deep seismic reflection profiling and the growth of the continental crust//Tectonophysics. 1989. V. 161. N 3, 4. C. 233—244.
48. Lallement S., Chamot-Rooke N., Le Pichon X., Rangin C. Zenisu Ridge: a deep intraoceanic thrust related to subduction, off southwest Japan//Tectonophysics. 1989. V. 160. N 4. P. 151—174.
49. Le Pichon X. Les liens entre l'évolution de la surface terrestre et les mouvements profonds//Compte Rendu Acad. Sci. Ser. Gen. 1986. V. 3. N 5. P. 435—449.
50. Mevel C. Metamorphism in oceanic layer 3, Goringe Bank, Eastern Atlantic//Contrib. Miner. and Petrol. 1988. V. 100. N 4. C. 496—509.
51. Mooney W. D. Seismology of continental crust and upper mantle//Rev. Geophys. 1987. V. 25. N 6. P. 1168—1776.
52. NAT Study Group. North Atlantic Transect: a wide-aperture, two-ship multichannel seismic investigations of the oceanic crust//J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № B12. P. 10321—10341.

## ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ

Исходя из представлений двухъярусной тектоники плит рассматривается новая модель формирования коллизионных орогенов. Показано, что главная роль в этом процессе принадлежит «закачиванию» нижнекорового пластичного вещества в зону конвергенции нижнеярусных литосферных плит. При этом возникает вторичный эффект «глубинного диапира», который является следствием горизонтального сближения плит и, следовательно, не требует привлечения независимых фиксированных построений. Приводятся результаты численных расчетов динамики коллизионного процесса, эволюции мощности нижнего слоя коры, ее термического режима. Теоретические выводы сопоставляются с геолого-геофизическими данными, в частности с глубинным сейсмическим зондированием коллизионных поясов. Показана хорошая согласованность фактических данных с модельными представлениями. Объяснены некоторые сопутствующие коллизии явления (например, особенности магматизма, сейсмичности), которые не получили удовлетворительной трактовки с позиций традиционного подхода.

В рамках теории тектоники литосферных плит различают два основных типа орогенов: субдукционные и коллизионные. Как те, так и другие образуются в обстановке конвергенции плит, но в первом типе одна из них континентальная (или островодужная), а вторая океанская, во втором же типе обе плиты континентальные. Первый тип распространен в основном на периферии Тихого океана, второй характерен для Средиземноморского пояса и для таких древних поясов, как Урало-Охотский и Протоатлантический. Во времени один тип может переходить в другой, и коллизионные орогены в общем отвечают более зрелой стадии орогенного процесса, чем субдукционные.

Все орогены, в том числе коллизионные, характеризуются повышенной мощностью коры, ее интенсивными покровно-складчатыми деформациями, затрагивающими в центральной части орогена не только осадочный метаморфизованный комплекс, но и более глубокие уровни коры, развитием в осевой зоне регионального метаморфизма и нередко гранито-гнейсовых куполов ремобилизованного основания последнего «геосинклинального» комплекса. Общая структура орогена может быть моновергентной или дивергентной, но во втором случае почти всегда заметно асимметричной. Новейший вулканизм проявляется не во всех орогенах, изверженные породы обычно относятся к известково-щелочному или субщелочному ряду.

Различают два основных типа орогенных гранитов: *I* и *S*. Граниты типа *I* имеют корово-мантийное происхождение, в то время как граниты типа *S* чисто коровые. Важно отметить, что граниты типа *I* связаны с субдукционными, а граниты типа *S* — с коллизионными орогенами.

В субдукционных орогенах обычно выделяются довольно широкие зоны, сложенные образованиями океанского происхождения — офиолитами, продуктами энсиматического островодужного вулканизма, породами внутриокеанских поднятий и океанских вулканических островов. Здесь практически повсеместно проявлена «террейновая тектоника», т. е. энсиматические зоны таких орогенов представляют собой агломерат относительно мелких блоков, претерпевших значительный транспорт не только вкостр простиранья будущего орогена, но и по его простиранью, иногда на расстояние более 1000 км. Среди террейнов могут наблюдаться и континентальные отторженцы.



В коллизионных орогенах роль энсиматических элементов значительно более скромная; в некоторых орогенах они практически отсутствуют, например в сооружениях западной части альпийского пояса Европы (Бетская Кордильера, Риф, Тель), в Карпатах, на Большом Кавказе, в Эльбурсе и Туркмено-Хорасанских горах, Верхоянье. В других весь материал океанского происхождения оказывается выжатым наверх смыкающимися континентальными блоками и (или) обдущированным на последние. Примерами могут служить Малый Кавказ, Тянь-Шань, возможно, Урал и некоторые другие орогены. Во всяком случае выделить здесь зоны, подстилаемые первично океанской корой, в настоящее время чрезвычайно трудно, если не невозможно.

«Террейновая тектоника», насколько можно судить по имеющимся данным, менее характерна для коллизионных орогенов. Отдельные слагающие их блоки могут претерпевать довольно значительные латеральные перемещения по сдвигам, но масштаб таких перемещений обычно ограничивается сотнями километров, и происходят они уже на собственно орогенном этапе развития, в то время как в субдукционных орогенах, например в Северо-Американских Кордильерах, — на более ранней стадии.

Две особенности орогенов, коллизионных в первую очередь, требуют объяснения: повышенная (50—70 км) мощность коры и само горообразование. С позиций тектоники плит были предложены различные механизмы утолщения коры и подъема горного рельефа, в том числе лобовое сжатие, сокращение и коробление коры и литосферы [22], частичный субгоризонтальный подвиг одной континентальной плиты под другую, приводящий к механическому удвоению коры [39], внедрение жестких континентальных «штампов» (Адрии, Аравии, Индостана) в упругопластичное [36] или вязкопластичное [24—26] тело смежной плиты (евразийской литосферы), различные варианты скучивания и расслоения коры [13, 28, 38].

Хотя указанные схемы имеют свои достоинства и правдоподобно описывают определенные стадии формирования коллизионных поясов, они не объясняют некоторых существенных особенностей их строения и развития. К таким особенностям, в частности, относятся данные об утолщении континентальной коры за счет наращивания ее нижнего слоя [2, 20], повышенный тепловой поток [1, 37], постколлизионный гранитоидный магматизм [21], меньшая скорость сближения континентальных блоков в зоне коллизии по сравнению со скоростью конвергенции несущих их литосферных плит (столкновение Индостана с Евразией) [13]. К числу необъясненных явлений относится отсутствие средне- и глубокофокусных землетрясений в большей части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, хотя вся геологическая история закрытия океана Тетис [12, 14, 31], а также современные данные сейсмической томографии [41] свидетельствуют о погружении литосферы под Евразию.

В работах [8, 9] на основании представлений двухъярусной тектоники плит была предложена новая модель континентальной коллизии, в рамках которой было дано объяснение отмеченных выше особенностей строения и развития коллизионных поясов. В основе двухъярусной плитотектонической концепции лежит экспериментально установленная картина геологической стратификации литосферы [33, 40]. Проще всего эту стратификацию можно представить, исходя из обобщенной геологической характеристики литосферы — ее «эффективной прочности» [17], трактовка которой зависит от *PT*-условий и механизма деформирования геосреды. В частности, для области квазиупругих деформаций и хрупкого разрушения данная характеристика совпадает с принятым в механике определением прочности материалов [18]. Для вязкопластического (нелинейно-вязкого) течения среды вводится понятие «криповой прочности» [40]. Хотя профили «эффективной прочности», построенные по данным лабораторных испытаний, зависят от принятого состава земной коры и верхней мантии, от распределения температуры, скорости деформирования, влагонасыщенности геосреды и т. д., на всех этих профилях отчетливо вид-

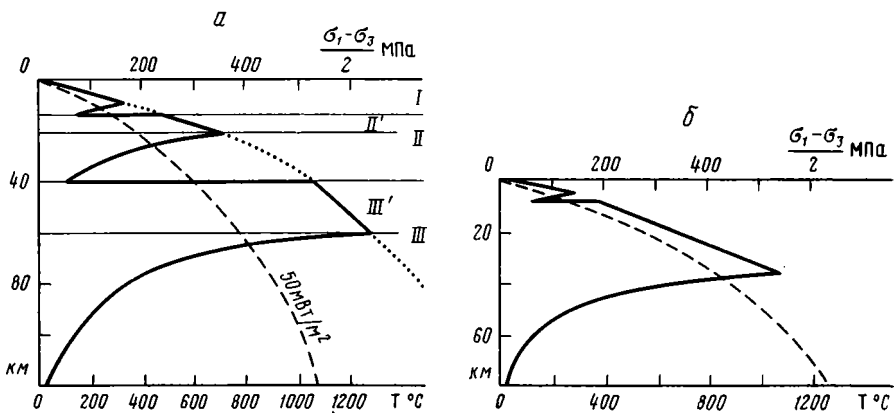


Рис. 1. Профиль обобщенной прочности для: а — континентальной, б — океанской литосферы. Пояснения см. в тексте

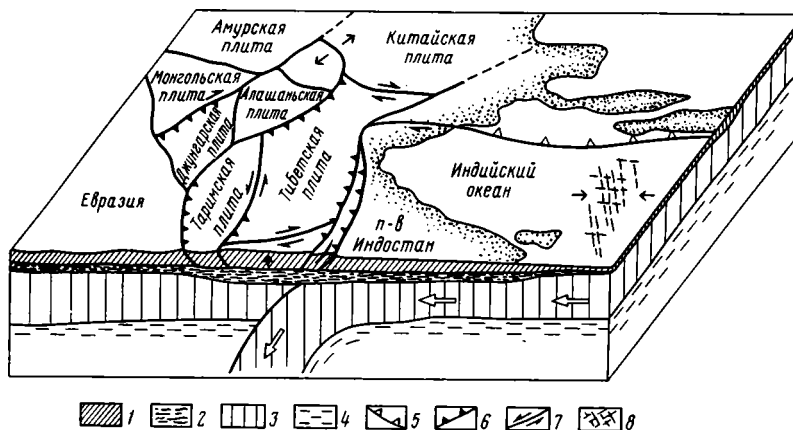


Рис. 2. Общая схема континентальной коллизии с позиций двухъярусной тектоники плит (на примере столкновения Индостана с Евразией)  
 1 — верхний хрупкий слой континентальной коры; 2 — нижний пластичный слой континентальной коры; 3 — подкоровая часть литосферы; 4 — зона субдукции; 5 — зона надвигов; 6 — надвиги; 7 — сдвиги; 8 — зона внутриплитных деформаций в литосфере Индийского океана

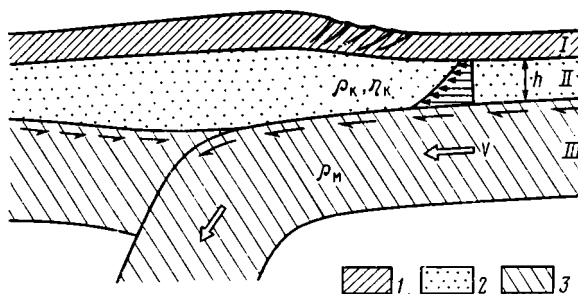


Рис. 3. Схема коллизийного орогенеза при внутриконтинентальной субдукции  
 1 — верхний хрупкий слой коры; 2 — нижний пластичный слой коры; 3 — мантийная часть литосферы  
 Остальные пояснения см. в тексте

на главная особенность реологической стратификации литосферы — наличие в нижней и, возможно, средней частях коры слоев резко пониженной прочности (вязкости) геосреды, расположенных между более прочными и хрупкими слоями верхней коры и подкоровой части литосферы.

В качестве примера на рис. 1, а приведен характерный профиль обобщенной прочности литосферы, состоящей из верхней гранитной коры (I) толщиной ~ 15 км, нижней «базитовой» коры толщиной ~ 20 км (II) и подстилающей оливиновой мантии (III). Этот график построен для типичной континентальной геотермы (пунктирная линия), отвечающей среднему тепловому потоку на поверхности около 50 мВт/м<sup>2</sup> [37] в соответствии с экспериментальными реологическими данными [33] при постоянной скорости деформации ~ 10<sup>-13</sup> с<sup>-1</sup>. Огибающая (точечная) линия изображает сопротивление среды хрупкому разрушению и отвечает обобщенной прочности почти всего верхнего слоя коры (I), незначительной «холодной» части нижней коры (II') и квазижесткого ядра подкоровой мантии (III'). Основная часть нижней коры (II), коровый астенослой, проявляет вязкопластические свойства, описываемые законом степенного крипа [32]. Нижняя квазивязкая часть литосферы (III) представляет собой область перехода к астеносфере.

Аналогичный вид имеет и профиль обобщенной прочности для нормальной океанской литосферы (рис. 1, б). Здесь аналогом корового астенослоя является нижний серпентинитовый слой океанической коры [8, 10]. Подчеркнем, что конкретные профили обобщенной прочности (предельных сдвиговых напряжений) сильно варьируют от региона к региону в соответствии с изменением теплового режима и характера тектонического деформирования геосреды (например, с изменением скорости процессов в разных слоях коры и литосферы).

Описанные современные представления о реологической стратификации геосреды с выделением квазижесткого и пластичного слоев в земной коре аналогичны традиционным геофизическим взглядам о существовании лито- и астеносферы в верхней мантии, на которых базировалась классическая теория тектоники плит. Анализ геодинамического содержания этой аналогии привел к концепции двухъярусной тектоники плит, сформулированной и обоснованной в работах [8, 9]. Напомним, что суть нового подхода заключается в выделении двух основных ярусов (корового и подкорового) и двух разных масштабов проявления тектоники плит. При описании горизонтальных движений с характерными масштабами в несколько тысяч километров действует нижний подкоровый (верхнемантийный) ярус системы, а процессы в верхнем коровом ярусе являются соподчиненными. Однако для адекватного описания большинства региональных тектонических процессов с характерными масштабами в сотни километров и меньше необходимо переходить к верхнему коровому ярусу геодинамической системы. В пределах этого яруса верхний хрупкий слой коры разбит на отдельные микроплиты и геоблоки размером от первых сотен до десятков километров. Эти коровые блоки способны перемещаться в горизонтальном направлении по подстилающему их коровому астенослою относительно мантийной литосферы. Когда этими движениями можно пренебречь (при относительно большом сцеплении коровых блоков с мантией и малых дифференциальных усилиях), следует ограничиться стандартными плитотектоническими построениями. В случае достаточно больших дифференциальных нагрузок (как, например, в зонах коллизии и континентального рифтогенеза) верхний коровый ярус может двигаться и деформироваться в значительной степени автономно от нижнего яруса системы за счет развитого вязкопластического течения нижней коры.

Рисунок 2 иллюстрирует одну из таких ситуаций на примере континентальной коллизии Индостана и Евразии. Здесь показана мозаика верхнекоровых микроплит (выделенных в работе [5] как толстые мантийные литосферные микроплиты), относительное движение которых определяется как внедрением коры Индостана, так и волочением коровых блоков проскальзывающей под верхним ярусом мантийной частью лито-

сферы, а также вызванным этим процессом течением нижней коры. В результате вязкого течения нижней коры ее материал может как бы нагнетаться в окрестность сутурной зоны, вызывая утолщение нижней коры с образованием корней гор и изостатическим поднятием территории [8, 9].

Как правило, нижнеярусная субдукция не маркируется средне- и глубокофокусными землетрясениями, за исключением отдельных узких сегментов (Калабрия, Эллинская дуга, Макран, Гиндукуш) [3]. Причины асейсмичности внутриконтинентальных (и межконтинентальных) зон погружения литосферы заключается, во-первых, в том, что в них обычно не субдуцируется холодная гидратированная кора, как в океанических плитах, и, во-вторых, в значительном фрикционном разогреве погружающейся литосферы.

В соответствии с двухъярусной схемой коллизии [7—9] на ранней стадии столкновения континентальных плит (которой предшествует субдукция океанической части плиты, несущей на себе «впаянный» континент например Индостан) происходит резкое замедление и постепенная блокировка верхнего хрупкого слоя коры «набегающего» континента. При этом мантийная часть литосферы продолжает двигаться и субдуцировать под действием сил конвективного «волочения» и «тяги» опускающегося края плиты (рис. 3). Одновременно в нижнем пластичном слое коры развивается интенсивное сдвиговое течение, которое по мере продвижения фронта торможения верхней коры в глубь «набегающего» субконтинента охватывает все новые и новые области между верхней корой и мантийной частью литосферы. Неупругое сжатие верхней коры в окрестности шовной зоны реализуется в виде системы надвигов, формирующих передний фронт развивающегося орогена. Основной же механизм утолщения коры и подъема территории связан с нагнетанием пластичного материала нижнего слоя коры в окрестности зоны субдукции движущейся вниз мантийной частью литосферы [7—9] (см. рис. 2, 3).

Геодинамическая модель и математическая постановка задачи о континентальной коллизии были даны в работах [7, 8]. Следуя им, рассмотрим двумерную схему коллизии при внутриконтинентальной субдукции; ось  $X$  направим вдоль преобладающего направления горизонтального движения, а ось  $Z$  — вертикально вверх. Пусть имеется вязкодеформируемый астенослой (II) нижней коры переменной толщины, перекрытый сверху упругохрупкой верхней корой (I) и подстилаемый снизу движущимися в горизонтальном направлении квазижесткими нижнеярусными плитами (III') (см. рис. 1, а, 3). Будем пренебрегать изгибной жесткостью верхнего слоя (I) и считать его для определенности недеформируемым в горизонтальном направлении. В предположении линейной вязкости слоя (II) и локальной изостатической компенсации коры (за счет достаточно быстрой реакции подкоровой литосферы) уравнение эволюции мощности  $h$  нижней коры имеет вид [1, 8]

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa \frac{\partial}{\partial x} \left( h^3 \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x} (Vh). \quad (1)$$

Здесь  $\kappa = (\rho_m - \rho_k) \rho_k g / 12 \rho_m \eta_k$ ;  $\rho_m$ ,  $\rho_k$  — соответственно плотности мантии и коры;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\eta_k$  — средняя эффективная вязкость нижнего слоя коры;  $V$  — горизонтальная скорость движения подкоровой части литосферы относительно верхнего слоя коры. Система координат связывается с условно недеформированной верхней корой столкнувшегося континента (например, Индостана). Скорость проскальзывания  $V(t)$  подкоровой литосферы принимается возрастающей по некоторому закону от нуля с момента начала срыва после первой фазы коллизии (лобового сжатия и некоторого утолщения коры).

Численное решение уравнения (1) проводилось в работе [7] при следующих значениях параметров:  $\rho_k = 2,8—2,9$  г/см<sup>3</sup> (для нижней части коры),  $\rho_m = 3,3—3,35$  г/см<sup>3</sup>;  $\eta_k = (0,3—1,5) \cdot 10^{20}$  Па·с; соответственно имеем  $\kappa = (0,5 \div 3) \cdot 10^{-7}$  км<sup>-1</sup> год<sup>-1</sup>. Изменение скорости проскальзывания во

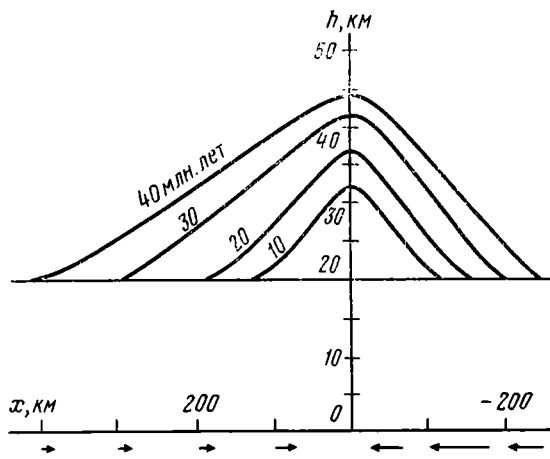


Рис. 4. Расчетная картина нарастания мощности нижней пластичной коры в зоне коллизии

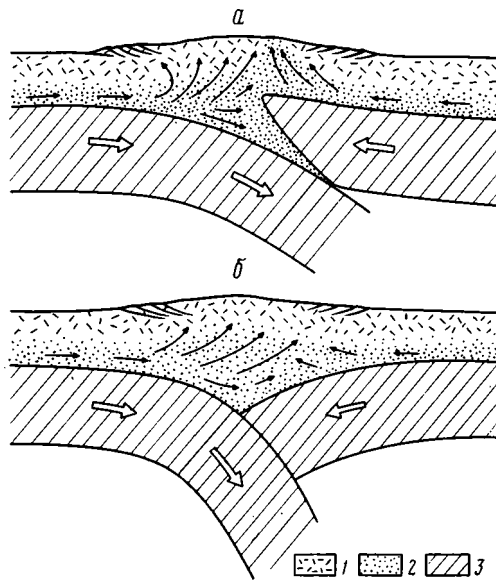


Рис. 5. Варианты реализации двухъярусной схемы коллизии: *a* — надвиг одной части подкоревой литосферы на другую с разрывом границы Мохо при доминировании бокового сжатия в нижнем ярусе литосферы; *b* — погружение обеих смежных подкорových плит при преобладании силы тяги вниз одной из плит нижнего яруса

1 — верхний хрупкий слой коры; 2 — вещество нижнего пластичного слоя коры; 3 — квазижесткий подкоровой слой

времени  $V(t)$  принималось примерно соответствующим условиям внутриконтинентальной субдукции нижнего яруса Индийской плиты [7].

На рис. 4 показаны расчетные кривые последовательного утолщения нижнего слоя коры, начиная с момента установления сдвигового течения [7]. Из этих кривых видно, что полная мощность коры (с учетом ее верхнего слоя толщиной 18—25 км) в зоне коллизии возрастает до величины ~70 км за время ~40 млн. лет, что хорошо согласуется с фактическими данными о толщине коры в Гималаях. Характерный меридиональный размер области утолщения коры (формирования «корня» Гималаев и Тибета) составляет 600—700 км, что вполне соответствует фактической области изостатического поднятия территории.

Полученная в расчетах асимметрия решения относительно шовной зоны, означающая более крутой рельеф фронтальной области орогена и

относительно пологий рельеф его тыла и коллизионного плато, еще резче проявляется в расчетах с использованием нелинейно-вязкой реологической модели нижнего слоя коры [6, 7].

Следует отметить, что в описанной выше модели использовался принцип локальной изостазии. На самом деле при оценке изостатического прогиба подкоровой части литосферы под действием утолщающейся коры необходимо учитывать изгибную жесткость нижнего яруса литосферы (III') (см. рис. 3) [30, 34]. Поэтому изложенная динамическая модель коллизионного орогена должна быть обобщена на случай квазиупругого прогибания нижнеярусной литосферы под действием утолщающейся коры. На основе такой модели можно проследить динамику формирования предгорных прогибов, что представляет собой самостоятельную важную задачу.

Действительно, одной из особенностей строения орогенов является сопровождение их по периферии глубокими краевыми прогибами — передовыми (предгорными) и тыльными. Эти прогибы образуются одновременно с началом горообразования. В современной литературе их прогибание часто связывается с нагружением пластинами шарьяжей, надвигающихся со стороны орогена. В действительности этот фактор может рассматриваться лишь как дополнительный, поскольку вначале прогиб обычно представляет собой глубоководный некомпенсированный осадконакоплением бассейн, как это можно видеть на примере Предуральяского прогиба в ранней перми, Предкарпатского и Предкавказского — в олигоцене и т. д. Только потом начинается заполнение внутренней зоны прогиба шарьяжными пластинами, а внешней зоны — молассами.

В рассмотренной выше модели находит объяснение также развитие в центре орогена мощного гранитно-метаморфического «глубинного диапира» (выражение В. В. Белоусова). Такой «диапир» образуется за счет нагнетания материала нижней коры в осевую зону орогена (рис. 5), его частичного переплавления (благодаря диссипативному разогреву геосреды в процессе сдвиговых деформаций), ультраметаморфизма и гранитизации более верхних горизонтов коры при участии флюидов как проникающих из мантии, так и выжимаемых из самой нижней коры. При этом формируются гранито-гнейсовые купола и (или) гранитные батолиты, а гранулиты нижней коры могут испытывать ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации. Все эти процессы протекают в обстановке общего латерального сжатия, вызванного коллизией литосферных плит, при этом в некоторых случаях породы нижней коры по разломам в верхней коре могут выжиматься на поверхность и формировать самостоятельные аллотоны (см. 5а). Примерами могут, по-видимому, служить зона Ивреа в Альпах или Ютунский покров в скандинавских каледонидах, где обнажаются самые низы коры.

Гранитно-метаморфическое ядро («глубинный диапир») оказывает дополнительное распирающее действие на крылья орогена, способствуя образованию его дивергентной структуры (рис. 5). Характерный пример, правда, касающийся субдукционного орогена, — известный комплекс Шусвоп в Канадских Кордильерах. Вместе с тем этот механизм совершенно недостаточен для объяснения всей сложной складчато-покровной структуры даже относительно простых по строению орогенов, таких, как Пиренеи или Большой Кавказ, как допускается, например, в работах В. Н. Шолло [15, 16], тем более, что на Восточном Кавказе ядро «глубинного диапира» не выведено на поверхность. Поэтому без коллизионного сокращения коры, которое оценивается в 100 км в Пиренеях, порядка 200—250 км на Большом Кавказе и 300—350 км в Аппалачах и скандинавских каледонидах, объяснить складчато-покровное строение этих и других орогенов не представляется возможным.

Недавно проведенные детальные сейсмические исследования [20, 23] вдоль профиля через Пиренеи по французско-испанскому проекту *ECORS* принесли, на наш взгляд, подтверждение предложенной выше модели. На фоне погружения Иберийской плиты под Европейскую (рис. 6) на профиле виден мощный раздув консолидированной коры, который



Рис. 6. Глубинный сейсмический профиль по проекту *ECORS* через Пиренеи по [20, 23]

частично, внизу, мог образоваться за счет нижней тонкорасслоенной коры, а частично сверху, за счет скупивания (по механизму вязкопластического нагнетания) палеозойского гранитно-метаморфического комплекса, выступающего на поверхность в осевой зоне Пиренеев в виде куполов и надвинутого по обе ее стороны на мезозойско-палеогеновые отложения. В противоположность коре литосферная мантия (ее квазижесткое ядро) сохранила свою монолитность, но испытывает резкий разрыв со скачком глубин в 20—30 км на границе двух столкнувшихся плит (см. рис. 5, а). Заметим, что ситуация здесь полностью аналогична относительному надвику-подвику взаимодействующих смежных плит на крутом участке зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа [8, 11]. Несколько иначе интерпретируют наблюдаемые соотношения сами авторы профиля [20], но в принципе они рисуют ту же картину выжимания нижней коры, хотя и в меньших масштабах [23].

Очень сходная картина глубинного строения коллизионного орогена была получена в результате выполнения серии сейсмических профилей через Швейцарские Альпы по проекту *NFP 20* [27] (рис. 7). Хотя мы, к сожалению, не располагаем столь же детальными сейсмическими материалами по Большому Кавказу, можно с большой долей вероятности предполагать, что и в этом случае имеет место аналогичное поведение квазижесткого подкорового слоя литосферы и низов коры (рис. 5). Иными словами, при формировании Альп и Большого Кавказа столкнувшиеся плиты литосферной мантии в нижнем ярусе полого погружаются под осевую зону этих сооружений, достигая разных глубин: в случае Альп Адриатическая плита погружена меньше, чем Евразийская, а в случае Большого Кавказа Закавказская больше, чем Евразийская, чему соответствует и преобладающая вергентность этих орогенов — северная в Альпах и южная на Большом Кавказе.

Далее, исследователи уже обращали внимание на то обстоятельство, что наступление собственно орогенной стадии развития подвижных систем, с их подъемом на 3—5 км и более, на 20—40 млн. лет отстает от начала коллизии и первичного поднятия и нередко происходит с некоторым изменением структурного плана. С позиций рассматриваемой модели это может быть связано с тем, что нагнетание пластичного материала нижней коры требует, как показывают расчеты [7], именно такого времени для своей реализации (см. рис. 4).

С тех же позиций может найти объяснение и заключительная тафрогенная стадия развития горноскладчатых сооружений. С окончанием коллизии, т. е. с прекращением действия сжимающих боковых усилий, должно начаться расплывание пластичного нижнекорового ядра, следствием чего должно явиться растяжение перекрывающего это ядро хрупкого верхнекорового слоя с образованием грабенов типа поздне триасовых — раннеюрских грабенов Урала и Аппалачей и общим понижением рельефа, подвергающегося к тому же денудации. В дальнейшем гранитно-метаморфическое ядро остывает, само становится хрупким, пронизывается разломами, по которым получают доступ к поверхности базальтовые выплавки мантийной астеносферы.

Интересно сопоставить основные характеристики рассматриваемой модели коллизионного орогенеза с результатами выполненного в лабораторных условиях физического эксперимента, моделирующего этот про-



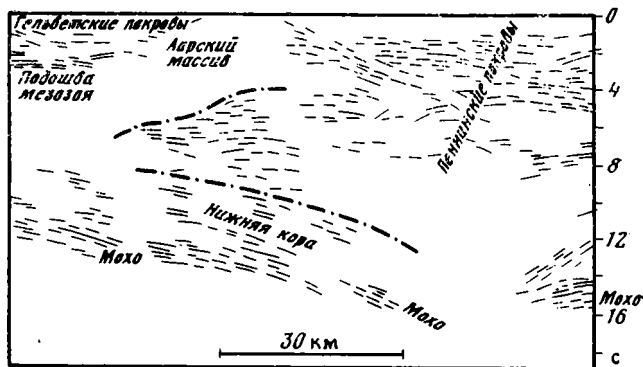


Рис. 7. Глубинный сейсмический профиль по проекту NFP20 через Швейцарские Альпы — по [27]

цесс [35]. Оказалось, что предложенный механизм горизонтальной накачки пластичного материала коры в зону конвергенции плит нижнего яруса с последующим диапироподобным выжиманием этого вещества в верхние горизонты коры вполне реален и легко воспроизводим в лабораторных условиях [35].

Рассмотрим теперь термический аспект проблемы континентальной коллизии. Наиболее существенной особенностью теплового режима формирующегося коллизионного орогена является значительный диссипативный разогрев нижнего вязкопластичного слоя континентальной коры, испытывающего интенсивные сдвиговые деформации [7, 8]. Количественная оценка диссипативного фактора может быть сделана на основе расчета теплового режима двумерной схемы континентальной коллизии [7], в которой предполагается однородное проскальзывание подкоревой (мантийной) части литосферы (III') относительно неподвижного (заблокированного) верхнего «гранитного» слоя коры (I), обуславливающее сдвиговое течение в нижнем пластичном «базальтовом» слое коры (II) (см. рис. 3). Уравнение теплопроводности в этом деформируемом слое с учетом диссипативного и радиоактивного источников тепла имеет вид

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u(z) \frac{\partial T}{\partial x} = \kappa_1 \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + \frac{q_0}{\rho c_p} + \frac{\tau \dot{\epsilon}}{\rho c_p}. \quad (2)$$

Здесь  $T$  — температура;  $u(z)$  — горизонтальная скорость среды относительно выбранной системы координат, связанной с верхним неподвижным слоем коры;  $\kappa_1 = \lambda / \rho c_p$  — температуропроводность среды;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности;  $\rho$  — плотность;  $c_p$  — удельная теплоемкость;  $\dot{\epsilon} = |du/dz|$  — скорость деформации сдвига в слое II;  $\tau$  — соответствующее сдвиговое напряжение;  $q_0$  — теплогенерация в «базальтовом» слое.

Сдвиговое напряжение  $\tau$  связано со скоростью деформации  $\dot{\epsilon}$  экспериментально установленным законом ползучести (крипа), который для достаточно высоких температур (характерных для низов коры и подкоревой части литосферы) имеет следующий вид [32]

$$\dot{\epsilon} = A \tau^n \exp[-Q/R(T+273)], \quad (3)$$

где  $A$ ,  $n$  и  $Q$  — материальные константы, зависящие от состава, структуры и влажности породы;  $R$  — универсальная газовая постоянная.

Для расчета теплового режима можно считать, что вязкопластическая деформация в нижнем слое коры (II) сводится к течению сдвига, т. е.

$$u(t, z) = V(t) [z - h_1(x)] / [h_2(x) - h_1(x)],$$

где  $h_1$  — толщина «гранитного» слоя,  $h_2$  — толщина коры, откуда скорость деформации среды определяется простым выражением:

$$\dot{\epsilon}(t, x) = V(t) / [h_2(x) - h_1(x)].$$

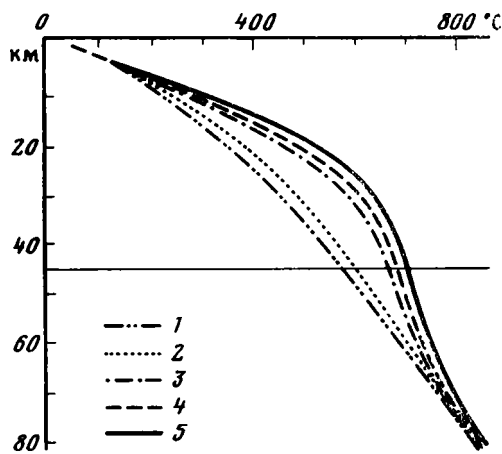


Рис. 8. Расчетная эволюция геотерм в зоне коллизии  
 1 — исходная геотерма, 2—5 — распределение температуры через: 2 — 10; 3 — 15, 4 — 20, 5 — 30 млн. лет

Численные расчеты нестационарного теплового режима проводились в работе [7] для трехслойной схемы континентальной коллизии, в которой наряду с деформируемым нижним слоем коры II учитывался также тепловой баланс в верхнем неподвижном коровом слое I и в проскальзывающей подкоровой части литосферы III'.

В качестве конкретного региона рассматривалось субмеридиональное сечение Индостана примерно по  $80^\circ$  в. д. В расчетной области  $0 \leq x \leq L = 2400$  км;  $0 \leq z \leq H = 120$  км; точка  $x=0$  соответствовала южной оконечности Индостана в районе  $10^\circ$  с. ш. Численные эксперименты проводились для времени эффективного коллизийного «торможения» Индостана, начиная с момента примерно 35—40 млн. лет назад. Толщина коры принималась возрастающей от 35 км на юге до 40—45 км на севере и далее под Тибетом увеличивалась до 70 км. Толщина «гранитного» слоя принималась от 12,5 км на юге до 20 км на севере.

В диапазоне температур 400—800° С и скоростей деформации  $10^{-14} \div 10^{-13}$  с $^{-1}$  реологические параметры для пород, слагающих «базальтовый» деформирующий слой коры, брались из экспериментальных данных для диабаза [33]:  $n=3,4$ ;  $\lg A$  (ГПа $^{-n}$  с $^{-1}$ ) = 6,5;  $Q=260$  кДж/моль.

В качестве начального было взято типичное распределение температуры в «нормальной» континентальной литосфере. Эти температуры на границе расчетной области считались постоянными для всего периода времени моделируемого процесса. Численные расчеты проводились по двухслойной явной конечно-разностной схеме с шагами  $\Delta x=6$  км;  $\Delta z=2,5$  км;  $\Delta t=0,05$  млн. лет [7].

На рис. 8 показана эволюция расчетных геотерм в течение 30 млн. лет развитого пластического течения в нижней коре [7]. Видно, что температура в нижней части коры возрастает за счет диссипативного разогрева до 600—700° С. Мантийный тепловой поток «экранируется» аномально разогревающейся нижней корой, что приводит к возрастанию температуры в прилегающем 10-километровом слое подкоровой литосферы за 20 млн. лет на 80—150° С (до 700—750° С), ниже — на 40—80° С (до 750—800° С).

Таким образом, поддвигаемая под Гималаи литосфера оказывается уже прогретой в верхней своей части до температур 700—800° С, при которых становится невозможным механизм хрупкого разрушения в зоне существенных сдвиговых напряжений [19, 29]. Это дает объяснение асейсмичности мантийной части литосферы в пределах внутриконтинентальных зон субдукции, расположенных под коллизийными орогенами [3, 8]. Наличие средне- и глубокофокусной сейсмичности в некоторых участках

погружающейся подкоровой литосферы (например, в зоне Вранча в Карпатах, под Тирренским морем, в Критской дуге, на Кавказе, в Гиндукуше и т. д.) можно связать с локальным недопрогревом среды (вследствие чувствительности к реологическим свойствам процесса диссипации), а также с резким увеличением хрупкости литосферы в результате выделения воды при десерпентинизации погружающихся участков океанской коры [10].

Следует подчеркнуть, что полученный в расчетах диссипативный разогрев нижней коры достаточен, чтобы вызвать коллизионный и постколлизионный вулканизм и гранитоидный магматизм, поскольку температура выплавки гранитов с глубин 15—25 км составляет 650—700° С [4, 42]. Важно, что в рамках двухъярусной модели коллизии естественным путем объясняется длительный характер постколлизионной фазы магматизма, который является чисто коровым (относящимся к типу *S*). Такого рода магматизм, в частности, наблюдается на Большом Кавказе, в Карпатах, в Тель-Атласе, Эльбурсе. Однако его мощностно значительно уступает современному вулканизму Калабрийской и Эллинской дуг (относящемуся к типу *I*), непосредственно связанному с продолжающимся поглощением океанской коры.

Таким образом, приведенные выше теоретические соображения, численные расчеты и анализ фактических данных показывают, что, во-первых, с позиций двухъярусной тектоники плит удастся более полно и адекватно объяснить основные особенности строения и развития коллизионных орогенов, чем это можно сделать, исходя из традиционного плитотектонического подхода, не учитывающего реологическую и тектоническую расслоенность литосферы, и, во-вторых, поскольку двухъярусная схема коллизии приводит к механизму выдавливания нижнекорового вещества вверх, то фиксистерская концепция «глубинного диапиризма» не может рассматриваться как независимая модель орогенеза, так как все ее построения легко вписываются в предложенную обобщенную мобилистскую схему.

#### Список литературы

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 320 с.
2. Гизе П. Горизонтальная неоднородность нижней коры в зонах коллизии // Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. С. 59—78.
3. Годзиковская А. А., Рейснер Г. И. Эндогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа // Геотектоника. 1989. № 3. С. 15—25.
4. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
5. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
6. Керчман В. И. Задачи растекания и выдавливания слоя нелинейно-вязкой жидкости // Прикл. математика и механика. 1989. Т. 53. № 6.
7. Керчман В. И., Лобковский Л. И. Особенности строения, сейсмичности и теплового режима коллизионных поясов, обусловленные внутриконтинентальной субдукцией // Докл. АН СССР. 1990. С. 125—132.
8. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
9. Лобковский Л. И. Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. С. 62—67.
10. Лобковский Л. И., Николаевский В. Н., Каракин А. В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3—11.
11. Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Пластические деформации океанической литосферы в зоне поддвига плит // Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М.: ИОАН СССР, 1976. С. 22—52.
12. Сборщиков И. М. Тектоническая эволюция восточной части Тетиса. М.: Наука, 1988. 206 с.
13. Трифонов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25—38.
14. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 343 с.
15. Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 175 с.
16. Шолпо В. Н. Сравнительный анализ современной структуры и тектонической эволюции Альп, Апеннин и Кавказа // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 14—31.
17. Brace W. F., Kohlstedt D. L. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 6248—6252.

18. *Byerlie J. D.* Brittle-ductile transition in rocks//*J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 4741—4750.
19. *Chen W. P., Molnar P.* Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere//*J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 4183—4214.
20. *Choukroune P., Garrido A.* Les Pyrenees vues par ECORS: une image inattendue//*La Recherche*. 1989. V. 20. № 206. P. 132—135.
21. *Debon F., Le Fort P., Sheppard S. M., Sonet J.* The four plutonic belts of the Transhimalaya — Himalaya: a chemical, mineralogical and chronological synthesis along a Tibet — Nepal section//*J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 219—250.
22. *Dewey J. F., Shackleton R. M., Chang Chengfa, Sun Yuyin.* The tectonic evolution of the Tibetan Plateau//*Phil. Trans. Roy. Soc.* 1988. Ser. A. V. 327. P. 379—413.
23. ECORS Pyrenees team. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees//*Nature*. 1988. V. 331. P. 508—510.
24. *England P. C., Houseman G.* Finite strain calculations of continental deformation. 2. Applications to the India — Asia collision zone//*J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 3664—3676.
25. *England P. C., Houseman G., Sonder L.* Length scales for continental deformation in convergent, divergent and strike-slip environments//*J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. P. 3551—3557.
26. *England P. C., McKenzie D.* A thin viscous sheet model for continental deformation//*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1982. V. 70. P. 295—321. Corrections: V. 73. P. 523—532.
27. *Frei W., Heitzmann P., Lehner P. et al.* Geotraverses across the Swiss Alps//*Nature*. 1989. V. 340. P. 544—548.
28. *Hsü K. J.* Thin-skinned plate tectonics during Neo-Alpine orogenesis//*Amer. J. Sci.* 1979. V. 279. P. 353—366.
29. *Jackson J. A.* Active continental deformation and regional metamorphism//*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1987. V. A321. P. 47—66.
30. *Karner G. D., Watts A. B.* Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges//*J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 10449—10477.
31. *Kazmin V. G., Sborishikov I. M., Ricou I. F. et al.* Volcanic belts as markers of the Mesozoic — Cenozoic active margins of Eurasia//*Tectonophysics*. 1986. V. 123. P. 123—152.
32. *Kirby S. H.* Rheology of the lithosphere//*Rev. Geophys. Space Phys.* 1983. V. 21. P. 1458—1487.
33. *Kirby S. H., Kronenberg A. K.* Rheology of the lithosphere: selected topics//*Rev. Geophys.* 1987. V. 25. P. 1219—1244.
34. *Lyon-Caen H., Molnar P.* Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga Basin//*Tectonics*. 1985. V. 4. P. 513—538.
35. *Merle O., Guillier B.* The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach//*Tectonophysics*. 1989. V. 165. P. 41—56.
36. *Molnar P., Tapponier P.* Active tectonics of Tibet//*J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. P. 5361—5375.
37. *Morgan P., Sass J. H.* Thermal regime of the continental lithosphere//*Rev. J. Geodyn.* 1984. V. 1. P. 143—166.
38. *Oxburgh E. R.* Flake tectonics and continental collision//*Nature*. London, 1972. V. 239. P. 202—204.
39. *Powell C. M.; Conaghan P. J.* Plate tectonics and the Himalayas//*Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 20. P. 1—12.
40. *Ranalli G., Murphy D. C.* Rheological stratification of the lithosphere//*Tectonophysics*. 1987. V. 132. P. 281—295.
41. *Spakman W.* Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Thetys//*Geol. en mijnbouw*. 1986. V. 65. P. 145—153.
42. *Taylor S. R., McLennan S. H.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1985.

Геологический факультет МГУ,  
Москва, 119899;  
Институт океанологии АН СССР,  
Москва, 117218

Поступила в редакцию  
8.XII.1989

УДК 551.24:550.348.436(479.25)

© 1990 г.

РОГОЖИН Е. А., РЫБАКОВ Л. Н.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ПРОЯВЛЕНИЯ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ  
7 ДЕКАБРЯ 1988 г.**

При полевых работах изучены геологические проявления землетрясения: сейсмогенные разрывы (взбросо-сдвиги, правые и левые сдвиги), трещины встряхивания и расседания склонов, сейсмогравитационные явления. Приведены схемы основных морфологических типов сейсмодислокаций, показано приповерхностное строение сейсмогенного разрыва. На основе данных о механизме главного толчка землетрясения, распределения поля афтершоков, материалов об особенностях сейсмодислокаций и представлений о геодинамике региона определена сеймотектоническая позиция очага Спитакского землетрясения.

Каждое новое крупное сейсмическое событие на Земле становится объектом комплексных детальных исследований, в том числе и структурно-геологических. Возникающие при землетрясениях деформации земной коры дают возможность изучать реальное образование и развитие разломов, их соотношения с геологическими структурами, эволюцию складок и т. д. Полученные при этом данные о движениях земной поверхности, активности молодых разломов, морфологии сейсмогенных разрывов, параметрах и механизме очага позволяют существенно уточнить геотектоническую позицию района землетрясения, а также дополнить теоретические представления о динамике и структуре земной коры. Все это в полной мере относится и к Спитакскому землетрясению — крупнейшему на Кавказе за последние 80 с лишним лет после Шемахинской катастрофы 1902 г. Его магнитуда по поверхностным волнам  $M_{ЛН}=7,1$ , по объемным волнам  $M_{рв}=6,8$  [1, 7]. После главного толчка землетрясения, спустя приблизительно 4 мин, произошел второй, примерно равный первому по силе [7, 8]. Интенсивность в эпицентре составила 10 баллов по шкале MSK-64. Изосейсты высших баллов 9-го и 10-го эллипсоидальные, вытянутые в запад — северо-западном направлении согласно общему простираению геологических структур в этой части Малого Кавказа. По сейсмологическим и макросейсмическим данным, очаг главного толчка распространялся до глубины 13—14 км и вышел на поверхность в виде протяженной системы сейсмогенных разрывов общей длиной около 35 км (рис. 1). Землетрясение предварялось сильным форшоком и сопровождалось многочисленными афтершоками [1, 7, 8].

Изучение Спитакского землетрясения носило комплексный характер. В первые же дни после события в эпицентральную зону выехали сотрудники Института геологических наук АН АрмССР и сотрудники Эпицентрального сейсмологического отряда Института физики Земли АН СССР под научным руководством проф. Н. В. Шебалина. 11—15 декабря 1988 г. в ближней зоне была развернута сеть полевых сейсмологических станций ИФЗ АН СССР, ИС АН КазССР, ИС АН ТССР, ЕрОАЭП и других сейсмологических организаций. 18 декабря начала работу сейсмолого-геологическая группа из Института физики Земли в Страсбурге (Франция) во главе с проф. А. Систернасом, оснащенная телеметрическими автономными станциями, а несколько позже — и группа специалистов из США.

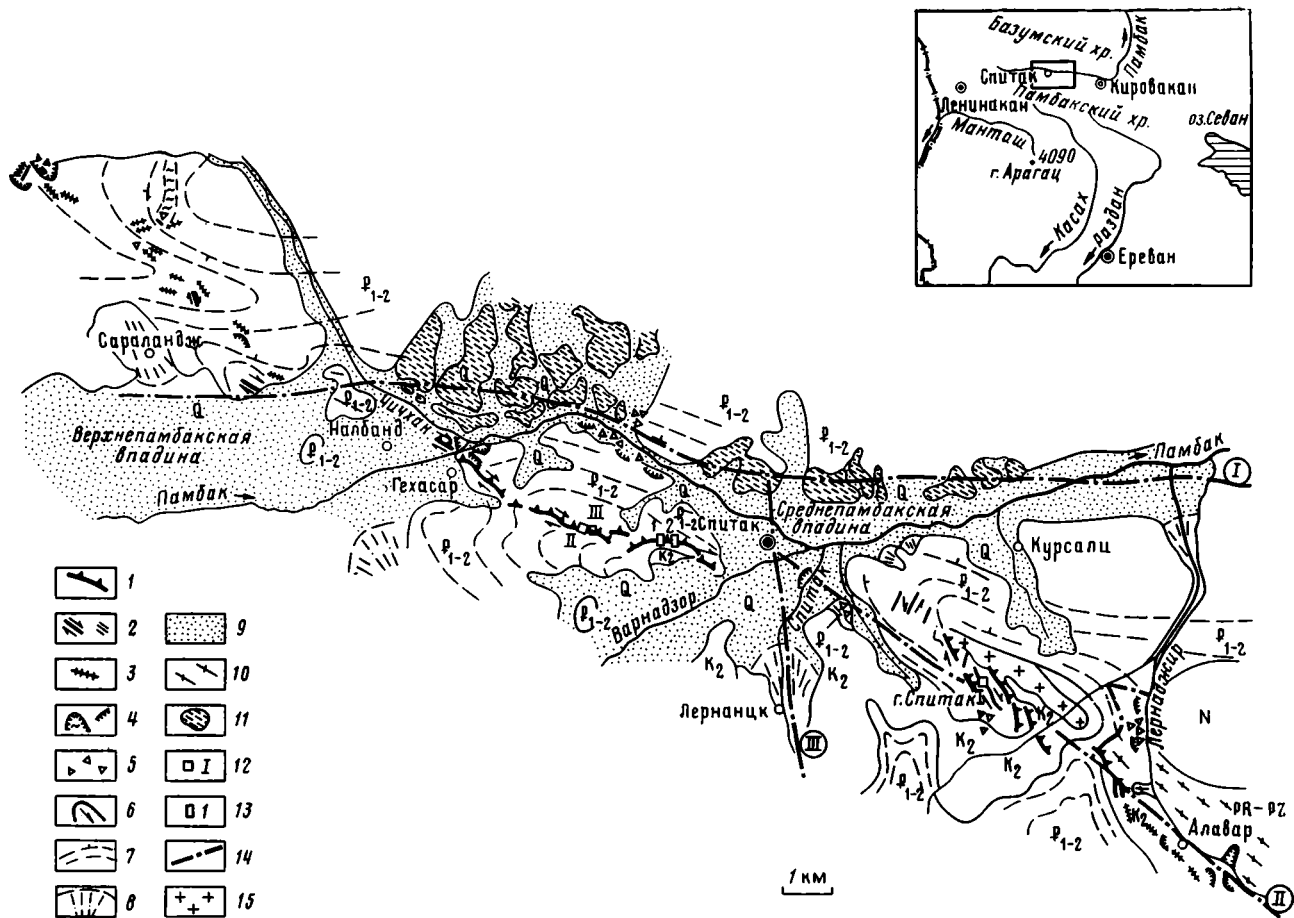


Рис. 1. Сейсмодислокации Спитакского землетрясения  
 1, 2 — первичные сейсмогенные разрывы с преобладанием: 1 — взбросовой, 2 — сдвиговой составляющей смещения; 3 — гравитационные трещины; 4 — оползни; 5 — обвалы; 6 — сель; 7 — простираание и падение пластов пород; 8 — конусы выноса; 9 — четвертичные отложения; 10 — метаморфические сланцы; 11 — поднятые аллювиальные террасы; 12 — полигоны детального изучения морфологических типов дислокаций (см. рис. 2); 13 — траншеи (см. рис. 3); 14 — осевые линии зон разломов (цифры в кружках): I — Памбак-Севанского, II — Алаварского, III — Арагац-Спитак-Дманисского; 15 — диориты

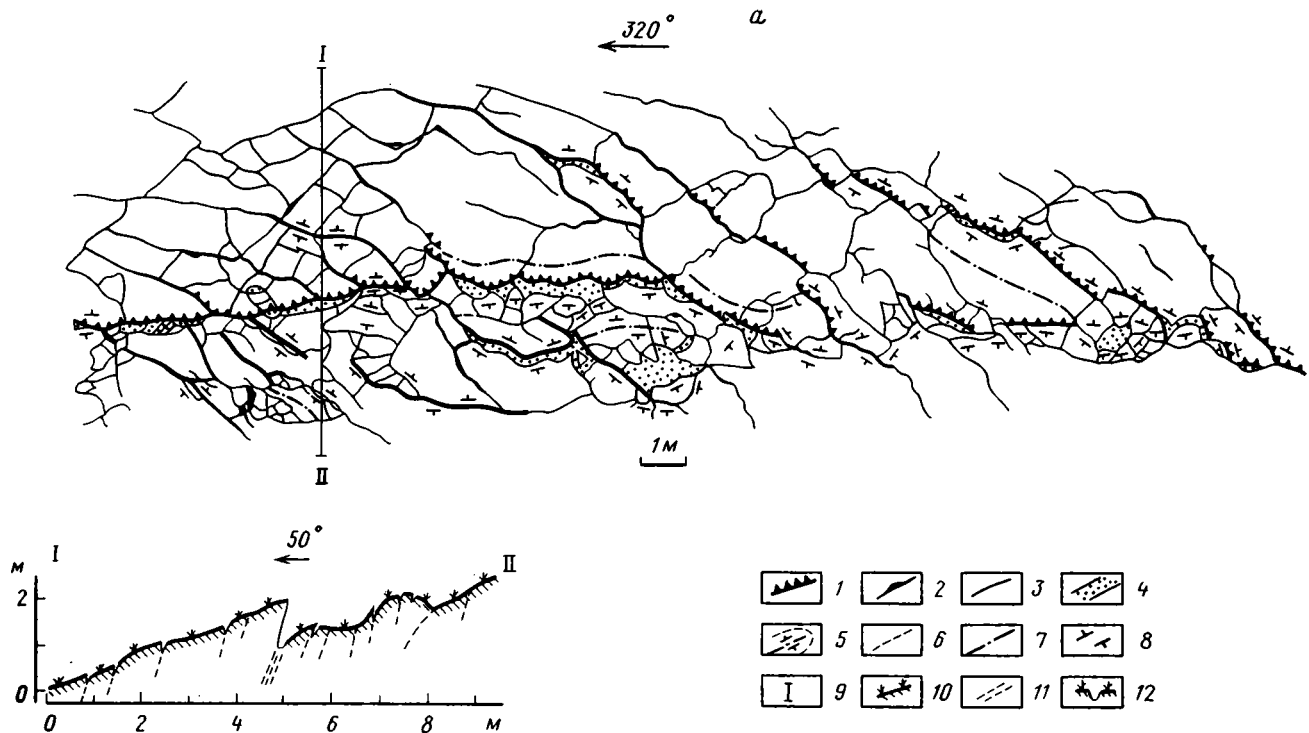


Рис. 2. Строение сейсмогенного разрыва на структурных микрополигонах:  
 а — II (план и профиль сейсмогенного правого взбросо-сдвига на структурном микрополигоне II), б — I (см. рис. 1)

На плановых зарисовках: 1 — взбросо-сдвиги; 2, 3 — трещины: 2 — зияющие, 3 — без смещения; 4 — трещины и участки поверхности, лишенные дерна; 5 — валы вспучивания; 6 — их границы; 7 — осевые линии валов вспучивания; 8 — направления падения деформированных участков дневной поверхности; 9 — линии профилей на планах.

На профилях: 10 — дневная поверхность с дерновым покровом; 11 — трещины; 12 — разрывы дернины



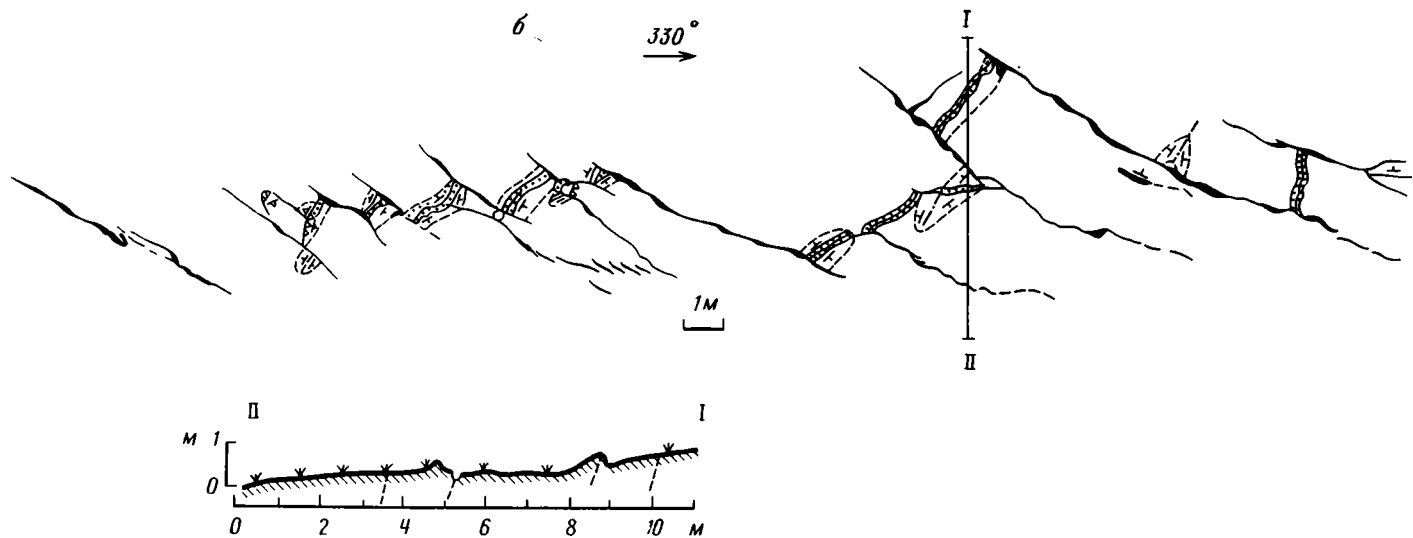


Рис. 2 «б» (I часть)

Генерализованный план сейсмогенного правого сдвига на структурном микрополигоне I

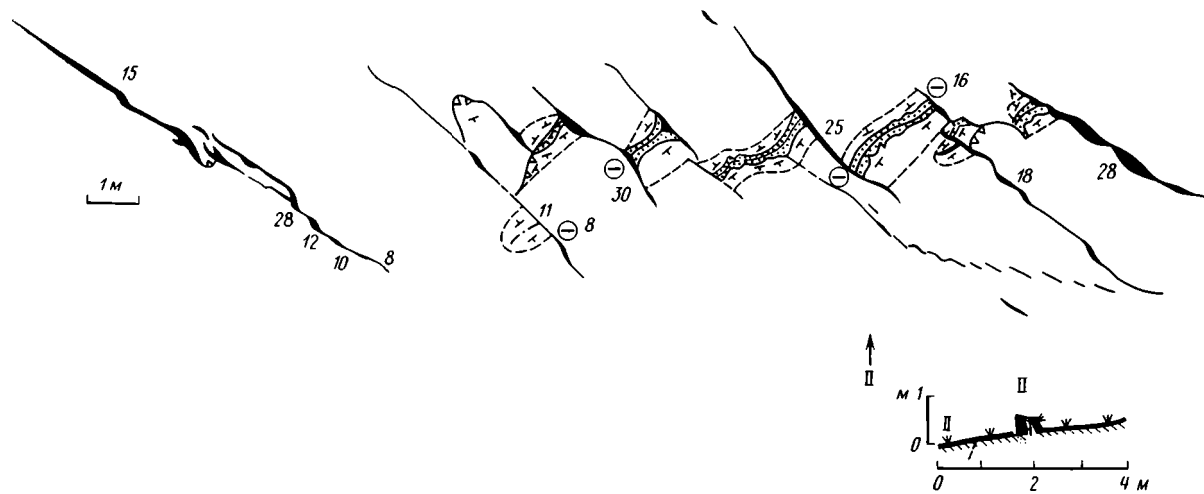


Рис. 2 «б» (II часть)

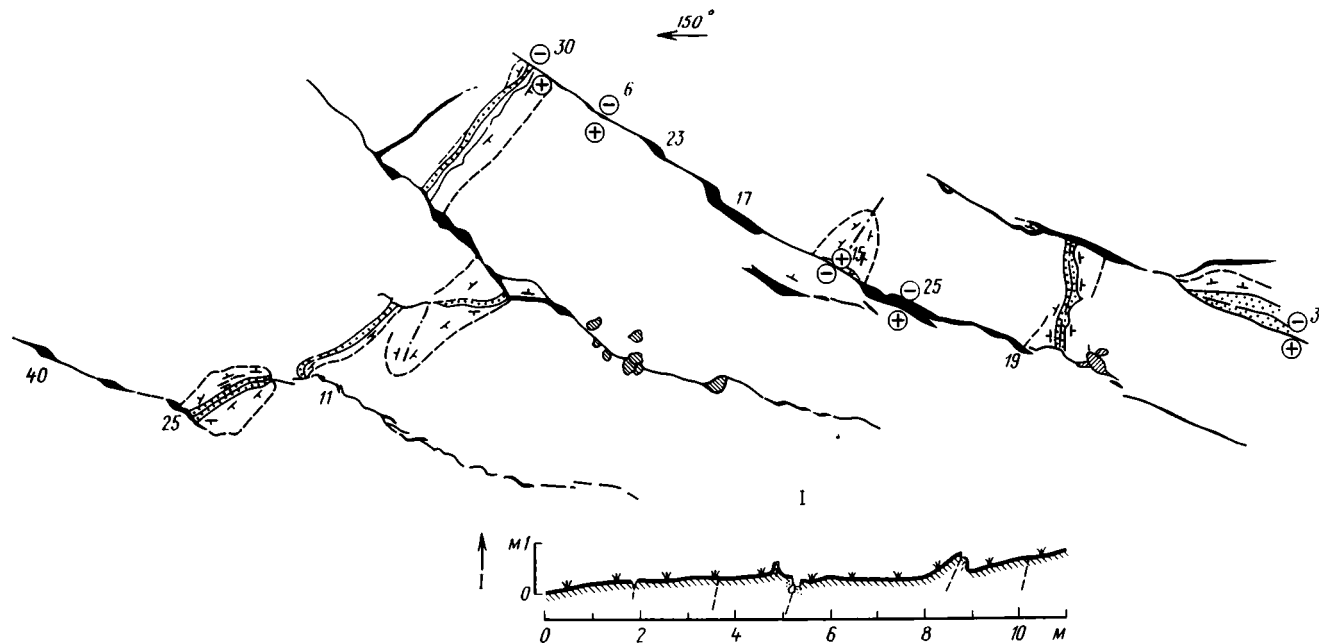


Рис. 2 «б» (продолжение II части)

Детальный план и профили сейсмогенного разрыва на микрополигоне I  
 Знаки «+» и «-» в кружках — поднятое и опущенное крылья отдельных трещин; цифры около кружков — амплитуды трещин; цифры около трещин — амплитуды правсдвиговых смещений по трещинам, см; цифры около трещин — амплитуды вертикальных смещений крыльев, см;

Кроме сейсмологического изучения очаговой зоны сразу же после события были проведены аэрофотосъемка и повторное нивелирование по нескольким направлениям. С весны 1989 г. начаты режимные светодальномерные наблюдения в центральной части сейсмогенного разрыва. Весной же и летом 1989 г. при помощи канав изучено приповерхностное строение центрального отрезка этого разрыва.

Геологическое обследование эпицентральной зоны проводила группа ученых из разных организаций: ИГН АрмССР — А. С. Караханян и др., из Ереванского государственного университета — Г. П. Симонян, из ИФЗ АН СССР — Б. А. Борисов, А. А. Никонов, Е. А. Рогожин, Л. Н. Рыбаков, из Института физики Земли в Страсбурге — Э. Филип и Ж.-К. Буске, из геологической службы США — Р. Шарп, из Геологического института АН СССР — В. Г. Трифонов и А. И. Кожурин.

Весь комплекс исследований ставит Спитакское землетрясение в ряд наиболее изученных сейсмических событий в мире в последнее десятилетие.

Во время работы в эпицентральной зоне в декабре 1988 г. и в июле 1989 г. авторы совместно с Б. А. Борисовым, Э. Филипом, А. С. Караханяном и Ж.-К. Буске составили геологическую карту района с показом основных морфологических типов сейсмодислокаций (см. рис. 1), провели изучение приповерхностного строения сейсмогенного разрыва в специально пройденных канавах, закартировали различные морфологические типы сейсмодислокаций в детальном масштабе на предварительно размыченных микрополигонах (рис. 2).

Полученные сейсмологические, геологические и другие виды материалов позволили составить представление о тектоническом устройстве и геологической позиции очага этого тяжелейшего по своим последствиям сейсмического события.

## ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ

Плейстосейстовая область Спитакского землетрясения целиком расположена в пределах западной части Севано-Акеринской структурно-формационной зоны Малого Кавказа, в структурном отношении представляющей собой Севанский синклинорий — позднеальпийское складчатое сооружение, развившееся на месте эвгеосинклинального прогиба поздне мелового — палеогенового возраста [3]. Синклинорий вклинивается на западе в обширную область вулканических плато: отделяет Ахалкалакское (Джавахетское) плато от Армянского и скрывается (уже на территории Турции) под молодыми лавами Карсского плато. К востоку синклинорий протягивается на северо-восточный берег оз. Севан, сменяясь чешуйчато-складчатой структурой Севанского (Севано-Зангезурского) офиолитового пояса.

Стратиграфический разрез западного сегмента Севано-Акеринской зоны включает древние (протерозойско-палеозойские) зеленые и кристаллические сланцы, меловые карбонатные флишевые отложения, имеющие с первыми тектонические взаимоотношения. На тонкослоистых известняках верхнего мела с угловым несогласием залегают туфо- и лавобрекчии, туфопесчаники и туфоалевролиты палеоцена (?) — эоцена. Образования мела и палеогена интродуцированы небольшими гранитоидными массивами (Спитакский), штоками и телами диоритов.

Кроме описанных в бассейне р. Памбак широко представлены разнообразные типы плиоцен-четвертичных образований, как вулканогенных, так аллювиальных, пролювиальных, делювиальных, коллювиальных.

Древние кристаллические толщи смяты в сложные многофазные складки, комплекс меловых и палеогеновых пород — в простые дугообразные антиклинали и синклинали довольно крупного размера, а плиоцен-нижнесреднечетвертичные образования часто нарушаются молодыми активными разломами, пологими флексурами и складками (например, Гюлладжинской антиклиналью северо-западного простирания, по [2]).

В целом по составу, степени литификации, дислоцированности горные породы района землетрясения можно характеризовать как жесткие, причем отчетливо выделяется кристаллический фундамент и геосинклинальный чехол (меловой — палеогеновый комплекс пород).

Новейшая структура Севанского синклиория детально изучена Е. Е. Милановским. К запад-северо-западу от оз. Севан в ядре синклиория располагается эшелонированная система молодых наложенных впадин (Верхне-, Средне- и Нижнепамбакских), разделенных горстообразными перемычками и поперечными поднятиями. Мощность плиоцен-четвертичных пород во впадинах измеряется первыми сотнями метров [7].

Очаговая область Спитакского землетрясения приурочена к широкой (первые километры) зоне крупнейшего на Малом Кавказе Памбак-Севанского глубинного разлома, являющегося ветвью мощного Северо-Анатолийского глубинного разлома. Зона Памбак-Севанского разлома обладает повышенной сейсмической активностью, в ней приурочены многочисленные исторические землетрясения, в том числе 1916 и 1967 гг. [2, 4]. Ориентировка и характер строения Памбакских впадин указывают на присутствие в движениях по глубинному разлому праводвиговой составляющей. Взбросовая компонента в механизме Спитакского землетрясения и его афтершоков свидетельствует об условиях субмеридионального сжатия.

### СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ

К сейсмодислокациям Спитакского землетрясения относится целый комплекс явлений, отмеченных в его плейстоценовой области: поднятие земной поверхности на протяжении около 50 км с центром в районе г. Спитак (по данным проведенной ГУКГ повторной нивелировки вдоль железной дороги по трассе Ленинакан — Спитак — Кировакан); нарушения дневной поверхности, не согласующиеся с рельефом территории — первичные сейсмогенные разрывы; трещины встряхивания и расседания склонов в их привершинных частях, сейсмогравитационные явления: оползни (как сошедшие, так и зародившиеся, почти без смещения по склону), обвалы, осыпи, просадки насыпных грунтов и т. д. (см. рис. 1). Общая длина зоны прослеженных разрывов составляет около 35 км. Зона сейсмодислокаций пересекает, не считаясь с рельефом, северные склоны и отроги Памбакского хребта в районе горы Спитак и между г. Спитак и с. Гехасар, долину р. Памбак выше устья ее левого притока — р. Чичхан — и выходит на южные склоны Базумского хребта (образующие левый северный борт долины р. Памбак) между селениями Ширакамут и Сараландж. Зона по диагонали пересекает южный склон Базумского хребта и оканчивается в среднем течении р. Чичхан на ее правом борту напротив с. Дзорашен.

### СЕЙСМОГЕННЫЕ РАЗРЫВЫ

Разрывы хорошо выражены в виде единой линии или серии линий со значительной амплитудой смещения в скальных породах — палеогеновых вулканогенно-осадочных толщах и на их контактах с позднемеловым карбонатным флишем — и выражены значительно хуже, имея вид валов нагнетания, структур течения, небольших разрывов дернины и т. д., в рыхлых четвертичных отложениях. Местами среди таких отложений сейсмодислокации теряются (по первичным оценкам там, где мощность рыхлых отложений превышает 10—12 м). Выделены три протяженных (по 8—9 км) отрезка интенсивного проявления первичных сейсмодислокаций, разделенных участками, где деформации не выражены (см. рис. 1). **Первый отрезок**, юго-восточный, охватывает северный склон Памбакского хребта между с. Алавар (долина р. Лернаджир) и долиной р. Спитак. Наиболее ярко деформации выражены на северном и северо-западном склонах массива горы Спитак. Здесь развита систе-

ма разрывов — правых взбросо-сдвигов и правых сдвигов, выстраивающихся в кулисообразный ряд. Каждый отдельный разрыв имеет длину в 500—1000 м. Амплитуда взбросовой подвижки (вброшено северо-восточное крыло) максимальна в центральной части этого отрезка поля сейсмодислокаций достигая 1,5 м. В направлении к краям отрезка эта величина уменьшается сначала до 0,1—0,3, а на его окончаниях равна нулю. Так же изменяется и горизонтальная амплитуда правосдвигового смещения. В центральной части она равна 0,5—0,7 м, а к краям сначала убывает до 0,2—0,3, а затем исчезает вообще. На юго-восточном окончании этого отрезка сейсмодислокаций, в районе с. Алавар, отмечаются лишь тонкие трещины без смещения, очевидно, связанные со встряской. Отдельные правые сдвиги и взбросо-сдвиги ориентированы на юго-юго-восток (150—160°). Простираение окончаний некоторых таких разрывов часто становится субмеридиональным (см. рис. 1).

На северо-западном окончании отрезка (примерно в 3 км восток-юго-восточнее г. Спитак) обнаружены четыре непротяженные обособленные ветви нарушений, образованные кулисообразными рядами зияющих трещин отрыва, свидетельствующие о левосдвиговых подвижках с небольшими, в первые сантиметры амплитудами. Ориентировка этих рядов субмеридиональная, а отдельных трещин, их образующих, юго-восточная (130—140°), как и общее простираение всего этого отрезка поля сейсмодислокаций.

Отличительной чертой описываемого участка поля первичных сейсмодислокаций является кроме кулисообразного расположения отдельных довольно протяженных сейсмогенных разрывов наличие среди них чисто сдвиговых нарушений. Эти разрывы на поверхности выражены сочетающимися эшелонированными трещинами и почти перпендикулярными к ним валами вспучивания. Такой тип деформации изучен на структурном микрополигоне (см. рис. 2, б). Он очень похож по морфологии на сейсмодислокации Кумдагского землетрясения в Западной Туркмении, а также на результаты моделирования сдвиговых смещений [5, 9, 10].

**Второй отрезок** поля первичных сейсмодислокаций протягивается от западной окраины г. Спитак через с. Гехасар до правого борта долины р. Чичхан в районе ее впадения в р. Памбак. Этот отрезок является центральным, деформации выражены здесь наиболее ярко (см. рис. 1). Это взбросо-сдвиги запад-северо-западного и субширотного простираения. Величина вертикального смещения местами достигает 1,5—2 м, поднято северо-восточное (или северное) крыло, наклон (падение) плоскости сместителя составляет приблизительно 40—50° к горизонту (в отдельных случаях встречается очень крутое до вертикального падение. Максимальное горизонтальное (правосдвиговое) смещение — около 1,5—1,8 м, обычно же оно не превышает 0,5 м. Подвижки хорошо выражены на пересечениях разрывов с шоссейными дорогами, с полотном железной дороги, легко устанавливаются по смещению бетонной облицовки ирригационных каналов, грядок и борозд на полях и в огородах, отдельных следов автомашин, а также по характерным особенностям морфологии сейсмогенного разрыва, по зеркалам скольжения и т. п.

Отличительная черта сейсмодислокаций на центральном отрезке — их принадлежность в основном к единому сейсмогенному разрыву. Этот разрыв не образует, по сути дела, отдельных протяженных кулис, они встречаются лишь на уровне сравнительно мелких деформаций. Кулисообразный ряд трещин отрыва (длиной от 1 до 100 м каждая) сопровождается здесь почти сплошным валом вспучивания, подрезанным с юго-западного крыла (а иногда и с обоих крыльев) взбросом (см. рис. 2, а). Сейсмодислокация в плане имеет фестончатый вид, иногда распадается на две-три субпараллельных ветви. Наиболее характерный вид этих нарушений задокументирован на структурном микрополигоне 1 (см. рис. 2, а).

В центральной части данного отрезка поля первичных сейсмодислокаций пройдено четыре траншеи (канавы) вкрест субширотного прости-

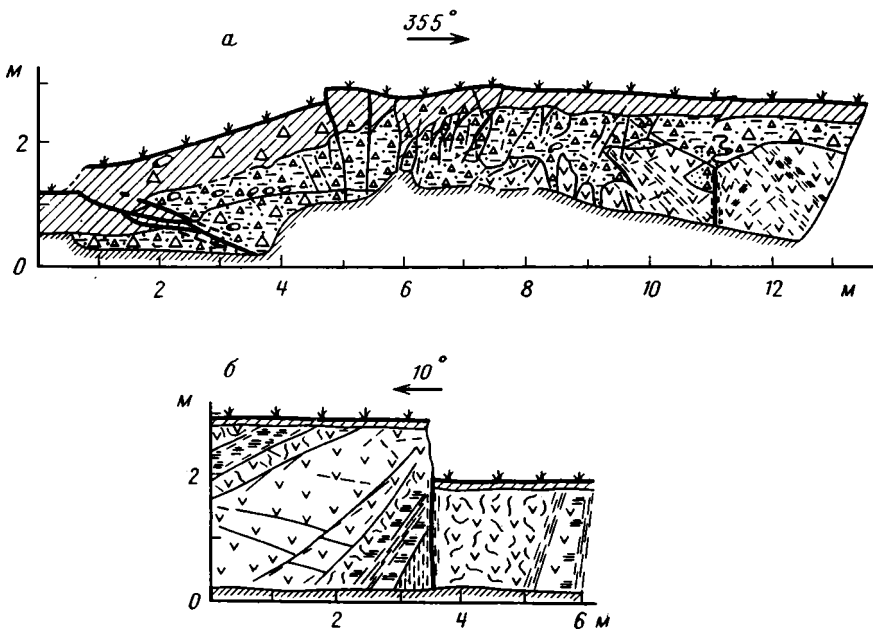
рания сейсмогенного разрыва. В траншее 1 это пологий взброс (падение поверхности смесителя к северу под углом около  $25^\circ$ ). Вся зона сейсмогенного разрыва, шириной около 10 м, нарушена также многими другими трещинами, часто зияющими, как вертикальными, так и наклонными (рис. 3, а). Сейсмогенный эскарп располагается в зоне резкого уступа поверхности вулканогенных пород палеогена, которая в северном крыле располагается на глубине около 1 м, а в южном, по данным бурения, — около 5 м. Соответственно различается и мощность перекрывающих четвертичных пород рыхлого шлейфа. Общая вертикальная амплитуда сейсмогенной подвижки по взбросо-сдвигу здесь 1,2—1,5 м, а горизонтальная — 0,7—1 м.

В траншее 2 сейсмогенный эскарп имеет высоту 1—1,2 м. Поверхность смесителя практически вертикальна (см. рис. 3, б), на ней хорошо видны глинка трения и штриховка, азимут падения последней  $305^\circ$ , угол падения  $45^\circ$ . В разрезе отмечено несколько субпараллельных зеркал скольжения с близкими элементами залеганий штриховок (азимут  $270\text{—}300^\circ$ , угол  $45\text{—}50^\circ$ ), что отражает направление смещения крыльев разрыва. Оба крыла сложены вулканитами, перекрытыми тонким почвенным слоем, но в южном опущенном крыле эти вулканиты сильно тектонизированы, раздроблены, превращены в милониты, а в поднятом северном — более монолитны, нарушены лишь несколькими узкими зонами трещиноватости, полого падающими на север.

В траншее 3, располагающейся примерно в 100 м к востоку от предыдущей, строение сейсмогенного разрыва совершенно иное. Это вновь очень пологий взброс. Взброшенное северное крыло сложено вулканитами палеогена, перекрытыми маломощным рыхлым чехлом делювия (см. рис. 3, в). Опущенное крыло образовано делювиально-пролювиальными рыхлыми четвертичными отложениями мощностью более 5 м (установлена в естественном обнажении в овраге), под которыми также залегают вулканиты. Отмечается затягивание песка и линз грубообломочного материала вверх по плоскости смесителя. В зоне разрыва эти четвертичные отложения отличаются повышенной грубостью и ожелезненны. Амплитуда взбросовой подвижки, связанной со Спитакским землетрясением, в этом месте составляет всего около 0,5 м. Очевидно, суммарная амплитуда движений в 5 м связана здесь с предыдущими, позднечетвертичными смещениями по этому разрыву.

Наконец, траншея 4, самая восточная, также демонстрирует несколько иное строение разрывной зоны (см. рис. 3, г). Это тоже правый взбросо-сдвиг с двумя параллельными сближенными поверхностями смесителя, погружающимися к северу под углом  $40\text{—}50^\circ$ . В северном крыле, которое при землетрясении было взброшено примерно на 0,3 м, наблюдаются практически выходящие на поверхность вулканиты эоцена и перекрывающие их делювиально-коллювиальные голоценовые отложения, а в южном опущенном крыле — мощная, более 5 м, толща делювиально-пролювиального шлейфа с горизонтами коллювиального состава и двумя горизонтами погребенных древних почв, причем мощность палеопочвы в верхнем горизонте больше мощности современной почвы. Наличие в опущенном крыле разрыва погребенных почв позволяет предположить, что подвижки по нему, происходившие в прошлом, носили импульсный характер, т. е., вероятно, были связаны с землетрясениями, подобными Спитакскому.

Как видно при изучении траншей, в приповерхностном слое строение сейсмогенной разрывной зоны разнообразно, но во всех случаях она унаследована от более древнего разрыва с большой амплитудой взбросовых смещений. Таким образом, сейсмогенные разрывы проходят местами вдоль существующих геологических разрывов того же структурного типа, причем не только на центральном, но и на юго-восточном отрезке. В последнем случае они приурочены к зоне известного Алаварского диагонального (юго-восточного простираения) разлома (см. рис. 1). Вдоль этих разрывов развита глинка трения мощностью до 5 см, хорошо видна штриховка зеркал скольжения (как более древних, так и связанных с



подвижкой при землетрясении 1988 г.). На центральном отрезке сейсмогенный разрыв рассекает гребень активной в новейшее время Спитакской (Гюллиджинской, по [2]), антиклинали, ядро которой сложено верхнемеловыми породами, а северо-западная периклинали и крылья — палеогеном. Неотектонические и геоморфологические данные свидетельствуют о новейшем блоковом поднятии этой ориентированной в северо-западном направлении антиклинали: в долине р. Памбак и на левом борту р. Чичхан здесь на протяжении нескольких километров развиты аномально поднятые цокольные надпойменные террасы, а по обе стороны от этого поперечного диагонального поднятия, в пределах которого долина р. Памбак имеет облик каньона, последняя переуглублена и заполнена мощным рыхлым аллювием.

Наконец, северо-восточный третий отрезок системы сейсмодислокаций расположен на южном склоне Базумского хребта и на водоразделе рек Памбак и Чичхан. Здесь развиты в основном короткие (первые десятки метров) тонкие трещины без смещения, разбивающие в виде параллельных серий вершины и гребень водораздельной гряды. По-видимому, этот морфологический тип дислокаций, возникший непосредственно над очагом землетрясения, в основном оставшимся здесь под землей и не вышедшим на поверхность, является результатом совместного действия пликативного деформирования пород на поверхности и сильной встряски. Так что эти трещины сродни тем, которые возникли при Газлийском землетрясении 1984 г. [6]. На двух участках установлены первичные сейсмодислокации. Первый такой сейсмогенный разрыв протяженностью около 200 м расположен в подножии южного склона Базумского хребта между селениями Налбанд и Сараландж. Это также правый взбросо-сдвиг, ориентированный по азимуту 135—140°. Взброшено северо-восточное крыло. Вертикальная и горизонтальная амплитуды смещения соизмеримы и составляют 20—30 см. Второй разрыв обнаружен на гребне водораздела. Это меридионально ориентированный правосторонний кулисный ряд зияющих трещин отрыва. Общая протяженность этого разрыва около 200 м.

Кроме этих двух нарушений, остальные трещины этого отрезка расположены согласно с рельефом территории (ориентированы по простиранию склонов, опущенным является ниже по падению склона крыло и т. д.) и, очевидно, не могут считаться прямым ограждением на поверхности подвижек в очаге.



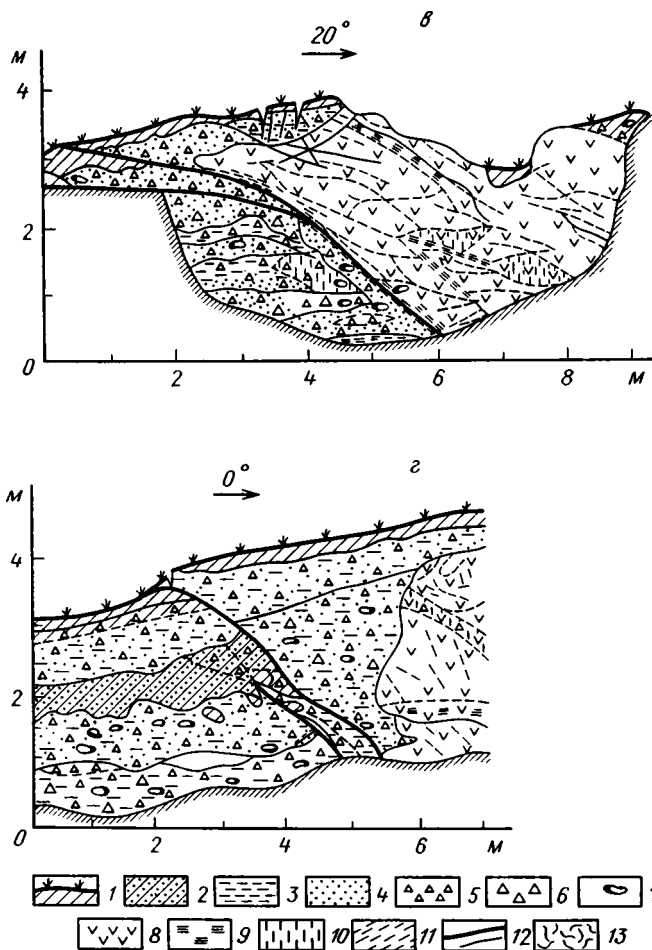


Рис. 3. Приповерхностное строение сейсмогенного разрыва, наблюдаемое в траншеях (см. рис. 1); а, б, в, г — см. в тексте

1 — дерн и современная почва; 2 — палеопочва; 3 — суглинки; 4 — пески; 5 — дресва; 6 — щебень; 7 — крупные гальки и валуны; 8 — вулканы палеогена; 9 — зоны дробления; 10 — зоны ожелезнения; 11 — мелкие трещины; 12 — сейсмогенный разрыв; 13 — сильнотрещиноватые и раздробленные породы

### СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ НАРУШЕНИЯ

На всех трех отрезках поля сейсмодислокаций имеются также многочисленные сейсмогравитационные нарушения: оползни и обвалы горных пород, просадки насыпных грунтов и т. п. Крупнейшие оползни обнаружены А. С. Караханяном на северо-западном окончании поля сейсмодислокаций на правом борту р. Чичхан в районе с. Дзорашен. Один из них, наиболее мощный, охватил северо-западный склон горы Мец-Цмак на площади  $1 \times 0,5 \text{ км}^2$  и вызван срывом делювиального чехла, залегающего на структурном склоне, выработанном в пластах наклоненных вулканитов палеогена. Оползень имеет трехъярусное строение (выделяются три зоны отрыва на разных высотных уровнях склона и две отдельные зоны сгущивания материала). Нижняя зона сгущивания перегородила ручей и вызвала возникновение запрудного озера напротив развалин с. Гетин.

Многочисленные сейсмогенные оползни отмечаются на правом борту р. Чичхан, на северном склоне горы Чачан, в долине р. Лернаджир у с. Алавар и в других местах. Практически во всех случаях сейсмогенные оползни возникли в местах, где уже имелись древние гравитационные структуры этого же типа.

Связанные с землетрясением камнепады охватили практически все подходящие для этого горные склоны.

Система обнаруженных сейсмодислокаций первичного типа полностью укладывается внутри изосейст 90-го и 10-го баллов [7]. Ориентировка разрывов соответствует как направлению длинных осей высших изосейст, так и характеристикам механизма очага землетрясения, установленным Европейским сейсмологическим центром в Страсбурге [8] и С. Л. Юнгой [1].

Сейсмогравитационные нарушения распространились на большую площадь, чем сеймотектонические. Они укладываются в поле изосейст 8-го и более высоких баллов. Причем наибольшую площадь эти нарушения занимают на дистальных окончаниях сейсмодислокации: в пределах массивов гор Чачан и Спитак. Это связано как с особенностями образования самого разрыва, так и с рельефом. Оба массива являются наиболее приподнятыми блоками территории, обладают максимальными абсолютными и относительными высотами, и приуроченность к ним сейсмогравитационных сейсмодислокаций хорошо подтверждает гипотезу об увеличении макросейсмического эффекта на крутых протяженных склонах, и особенно в верхних их частях. В зоне первичных дислокаций отмечаются протяженные (40—60 м) участки обгорелых кусков (иногда вдоль тонких, едва различимых трещин), свидетельствующие о выходе и возгорании газов, вероятно, водорода или метана.

#### СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОЧАГА СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

По имеющимся сведениям о размещении крупных разломов, а также согласно информации, полученной при анализе разномасштабных космических и аэрофотоматериалов, в плейстоценовой области расположен крупный дизъюнктивный узел. Кроме уже упомянутых выше зон субширотного Памбак-Севанского глубинного разлома и диагонально причленяющегося к нему с юго-востока Алаварского регионального разломов на территории района проходит мощная зона меридионального Арагац-Спитак-Дманисского линейного элемента, являющегося одной из тектонических линий, образующих Транскавказское поперечное поднятие [4]. Все три перечисленных структурных направления отразились в первичных сейсмодислокациях землетрясения. Взбросо-сдвиговые и правосдвиговые разрывы, по всей видимости, являются отражением на поверхности сложного характера сочленения зон Памбак-Севанского и Алаварского разломов в условиях субмеридионального сжатия (этим обусловлена субширотная и северо-западная ориентировка сейсмогенных разрывов). Субмеридиональные же кулисные ряды левых сдвигов свидетельствуют, видимо, о сейсмогенных подвижках Арагац-Спитак-Дманисского структурного направления (как реакция на сейсмическое воздействие).

Интересно, что два из этих структурных направления выражены в конфигурации поля эпицентров афтершоков, образующего в плане пологую дугу, выпуклую к северо-востоку [8]. Юго-восточный сегмент этой дуги хорошо согласуется с юго-восточным отрезком системы сейсмогенных разрывов, приуроченных к зоне Алаварского разлома. Гипоцентры афтершоков распространяются здесь до глубин 7—8 км и концентрируются в основном в висячем крыле плоскости, погружающейся к северо-востоку под углами 45—60°. Центральный сегмент облака гипоцентров повторных толчков хорошо согласуется по своему положению с выраженными на поверхности разрывами центрального отрезка поля сейсмодислокаций. Здесь также гипоцентры концентрируются на северном или северо-восточном крыле падающей в этом же направлении под углами 40—50° плоскости, по-видимому, ассоциирующей с одним из разрывов зоны субширотного Памбак-Севанского глубинного разлома.

Наконец, на северо-западном окончании дуги единое облако гипоцентров распадается на две отдельные ветви. Одна в плане имеет суб-

широтное простираение, отвечающее простираению Памбак-Севанского глубинного разлома, а вторая ориентирована на северо-запад, т. е. продолжает структурное направление Алаварского диагонального разлома. Причем гипоцентры, образующие первую ветвь, концентрируются, как и в двух вышеописанных случаях, в основном в висячем крыле разрыва, погружаются к северу под углами  $40\text{--}60^\circ$  до глубины 14 км. Вторая ветвь характеризуется вертикальным погружением облака гипоцентров на глубину до 7—10 км.

Таким образом, результаты полевого геологического изучения сейсмодислокаций Спитакского землетрясения и имеющиеся сейсмологические материалы свидетельствуют о том, что очаг землетрясения, по всей видимости, приурочен к сочленению двух крупнейших разломных зон — широтной Памбак-Севанской и диагональной Алаварской.

#### Список литературы

1. Агаронян В. Т., Данилова М. А., Юнга С. Л. Изучение фокальных механизмов главного толчка и афтершоков Спитакского землетрясения//Международный семинар ЮНЕСКО Спитак-88. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1989. С. 47—50.
2. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. С. 286—289.
3. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
4. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 137 с.
5. Рогожин Е. А., Борисов Б. А. Сейсмодислокации в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении//Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 116—126.
6. Рогожин Е. А., Борисов Б. А. Тектоническая обстановка и сейсмодислокации Газлийского землетрясения 1984 г.//Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 135—142.
7. Шебалин Н. В., Борисов Б. А. Спитакское землетрясение//Природа. 1989. № 4. С. 69—73.
8. Cisternas A., Philip H., Bousquet J. C. et al. Spitak (Armenia) Earthquake of December 7, 1988: Field observations, Seismology and Tectonics//Nature. 1989. V. 339. № 6227. P. 675—679.
9. Rodgers D. A. Analysis of pull-apart basin development produced by an achelon strike-slip faults, in Sedimentation at Oblique-Slip Margins. Spec. Publ. N 4./Ed. P. F. Ballance, H. G. Reading. Oxford: England, International Association of Sedimentologists. 1980. P. 132—149.
10. Tchalenko J. S. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes//Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. N 11. P. 1625—1640.

Институт физики Земли  
АН СССР, Москва, 123810

Поступила в редакцию  
22.IX.1989

УДК 551.24 : 550.348.436 (479.25)

© 1990 г.

ТРИФОНОВ В. Г., КАРАХАНЯН А. С., КОЖУРИН А. И.

**СПИТАКСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ  
СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ**

Рассматриваются тектоническая позиция и структурные проявления Спитакского землетрясения 1988 г. в Северной Армении. Землетрясение приурочено к зоне влияния активного Памбак-Севанского правого взбросо-сдвига, который является частью единой системы активных разломов Ближнего Востока. Правая взбросо-сдвиговая подвижка до 2 м при Спитакском землетрясении совпадает с общим структурным эффектом движений по активным разломам региона — современным субмеридиональным укорочением территорий. Выход фокальной плоскости очага землетрясения на земную поверхность позволяет выявить новые черты процесса разрывообразования в земной коре и оценить вклад землетрясения в тектоническое развитие.

В статье рассматриваются тектоническая позиция и структурное выражение Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. в Северной Армении. Сразу же после землетрясения А. С. Карахянян обнаружил в эпицентральной зоне сейсмогенный разрыв — систему взаимосвязанных трещин, возникших при землетрясении на земной поверхности. Дальнейшими исследованиями советских, французских и американских ученых его длина была определена в 13—15 км. Такую же оценку дал тогда и А. И. Кожурин, отдешифровавший сейсмогенный разрыв на детальных аэрофотоснимках, сделанных после землетрясения. В мае 1989 г. авторы статьи совместно с португальским геологом проф. А. Рибейро выполнили полевые исследования в эпицентральной зоне. В итоге [6] были обнаружены продолжения сейсмогенного разрыва и его длина определена в 37 км, получены данные о современной активности других разломов Северной Армении. Обобщение материалов по сопредельным территориям позволило определить место изученных структур в системе активных разломов всего Ближневосточного региона.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

Эпицентр главного толчка Спитакского землетрясения 1988 г. находится в южном крыле Памбак-Севанского новейшего разлома [2, 7]. Поэтому для определения тектонической позиции землетрясения представляется необходимым ответить на три вопроса: активен ли сейчас и насколько Памбак-Севанский разлом; как связан с ним очаг землетрясения; каково место этого разлома в системе активных разломов всего Ближнего Востока?

Большинство сильнейших землетрясений Ближнего Востока непосредственно приурочено или тяготеет к двум главным системам активных разломов: Северо-Анатолийской — Загросской и Левантской — Восточно-Анатолийской (рис. 1). Первая представлена Северо-Анатолийской зоной разломов и расположенным на ее продолжении Главным современным разломом Загроса. Северо-Анатолийская зона протягивается от Мраморного моря на восток и затем юго-восток до оз. Ван. Она состоит из сегментов, расположенных кулисно или на продолжении один другого. Такое же сложное строение имеют и сами сегменты. На крайнем западе зона разветвляется на несколько почти параллельных разломов. Во всех сегментах выявлены голоцен-позднеплейстоценовые смещения на десятки и сотни метров, причем заметно преобладает

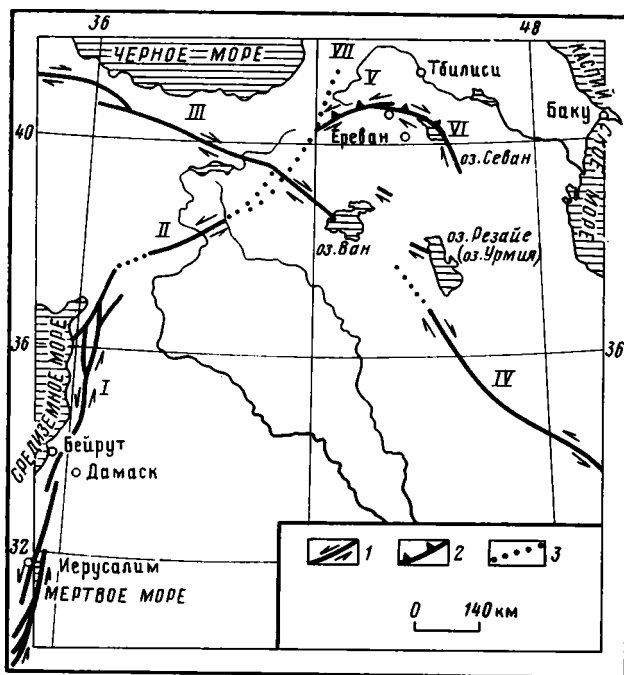


Рис. 1. Крупнейшие активные разломы Ближнего Востока

1 — сдвиги; 2 — надвиги и взбросы; 3 — предполагаемые участки разломов с неустановленным направлением смещений. Черной точкой обозначен эпицентр Спитакского землетрясения 1988 г. Римские цифры на схеме: I — Левантская, II — Восточно-Анатолийская, III — Северо-Анатолийская зоны разломов; IV — Главный современный разлом Загроса; V — Амасия-Сарыкамышский, VI — Памбак-Севанский, VII — Казбек-Цхинвальский разломы

правосдвиговая компонента смещений [9, 15, 18, 21]. В историческое время здесь неоднократно происходили сильные землетрясения с магнитудами не менее 7 [10]. В XX в. они начались событием 1912 г. в районе Дарданелл [8]. В 1939—1944 гг. серия катастрофических землетрясений прокатилась по более восточным разломам зоны, вызвав в сумме правый сдвиг на 3—4,4 м и поднятие южного крыла до 1 м [14]. В 1966 г. сильное землетрясение с таким же направлением смещений произошло на юго-востоке зоны вблизи с. Варто [21], а в 1976 г. они повторились в подвижках по разлому северо-западного простирания северо-восточнее оз. Ван [20].

Правосдвиговые позднечетвертичные смещения вдоль Главного современного разлома Загроса были обнаружены Н. У. Веллманом [22] путем дешифрирования аэрофотоснимков. Дальнейшие исследования М. Берберяна, Дж. С. Чаленко и Дж. Брауда [4] подтвердили преобладание правого сдвига, показав вместе с тем сложное строение зоны разлома; выявлена и взбросовая компонента смещений, возрастающая при отклонении отдельных отрезков к востоку. При Селяхорском землетрясении 23 января 1909 г. в районе г. Доруд отмечено правосдвиговое смещение и опускание восточного крыла разлома на 1 м [19].

Левантская — Восточно-Анатолийская система представлена меридиональной Левантской и простирающейся на северо-восток Восточно-Анатолийской зонами. Они сочленяются вблизи г. Антакия восточнее залива Искандерон Средиземного моря. Лучше изучена Левантская зона. Она начинается в заливе Акаба Красного моря и протягивается на север через Израиль, Ливан и Северо-Западную Сирию в виде кулисно подставляющих один другого разломов, сопровождающихся грабенами, а в Ливане складчатыми деформациями. На всем протяжении зоны выявлены левосдвиговые смещения молодых форм рельефа, а местами и древних сооружений (например, позднеримского или ранневизантийского

акведука возле с. Эль-Хафр в Сирии). Переменная по величине обросовая, а в Ливане взбросовая компонента смещений уступает сдвиговой в 3—25 раз. Средняя скорость суммарного голоценового левого сдвига по разломам зоны определена на территории Израиля в 7,5 мм/год [23], а на территории Сирии примерно в 5—6 мм/год [1]. Хотя в XX в. землетрясений с магнитудами не менее 7 и интенсивностью более 9 баллов в Левантской зоне не было, обилие исторических источников позволило найти многочисленные упоминания о таких землетрясениях в течение последних 3000 лет. Только в районе г. Дамаска проявились землетрясения с интенсивностью 8—9 баллов в 565, 845, 859, 1202, 1284, 1640 и 1759 годах [13]. Их средняя повторяемость — около 200 лет.

Восточно-Анатолийская зона, судя по фрагментарным описаниям, построена столь же сложно, причем здесь левосдвиговые смещения чаще сопровождаются взбросовыми. Как целое зона прослежена нами на космических снимках до верховьев р. Куры, где она, возможно, сменяется кулисно Казбек-Цхинвальским новейшим разломом [2]. Вдоль одного из разломов Восточно-Анатолийской зоны в 1971 г. произошел 20-сантиметровый левый сдвиг при Бенгельском землетрясении с магнитудой 6,7 [17].

Интересно выражение на космических снимках района, где Северо-Анатолийская и Восточно-Анатолийская зоны пересекаются почти под прямым углом. Заметного смещения одной из зон разломами другой зоны не обнаружено, но обе зоны искривляются близ места пересечения в направлении сдвиговых смещений по другой зоне. Это может свидетельствовать, во-первых, об относительной молодости обеих зон и, во-вторых, о соизмеримости средних скоростей горизонтальных движений по ним.

Между г. Карс и Сарыкамыш от Восточно-Анатолийской зоны отвляется на восток дуга Северо-Армянских разломов. Она представлена двумя главными разломами, Амасия-Сарыкамышским и Памбак-Севанским, и опережающими их с юга более мелкими нарушениями.

К юго-западной части Амасия-Сарыкамышского разлома приурочен эпицентр землетрясения 30 октября 1983 г. ( $\varphi = 40^{\circ}29'$  с. ш.,  $\lambda = 42^{\circ}17'$  в. д.) с магнитудой 6,9. При землетрясении на земной поверхности возник 8-километровый сейсмогенный левый взбросо-сдвиг, наклоненный на северо-запад под углами 50—60°. Левосдвиговая компонента смещения достигла 100, вертикальная — 60 см (доклад С. Байрактутана на 27-м МГК в 1984 г., а также [11]). Интересно распределение афтершоков землетрясения. По данным турецкого сейсмолога Х. Сава, представленным в октябре 1989 г. на Региональной конференции по сейсмичности и неотектонике Восточной Анатолии, Кавказа и Северо-Западного Ирана в г. Эрзруме, в первые 3 мес афтершоки происходили непосредственно в эпицентральной зоне, удлинненной в северо-восточном направлении на 12 км. Позднее они распространились на северо-восток и одновременно охватили небольшую область восток — юго-восточнее главного толчка. Наконец, в третий период, к которому был приурочен всплеск активности в октябре 1984 г., большинство афтершоков мигрировало еще дальше к северо-востоку. В итоге за 20 мес наблюдений афтершоки охватили приразломную полосу длиной 60 и шириной до 20 км, в которой выделился главный левый взбросо-сдвиг и два небольших текущих правых сдвига.

Нами был детально изучен восточный отрезок Амасия-Сарыкамышского разлома, где он простирается почти широтно — 255—270° (рис. 2). Вдоль него обнаружены левосдвиговые смещения водотоков до 325—350 м. При наклоне разлома на север под углами 45—50° синхронная этому смещению взбросовая компонента составляет 70 м, т. е. уступает сдвиговой в 5 раз. При Спитакском землетрясении (или его афтершоках) на 300-метровом участке разлома в 4 км севернее с. Сарпат возникло нарушение, образованное зигзагообразным сочетанием сжатых изняющих трещин, переходящим по простираанию в кулисный ряд последних. Вдоль нарушения произошел левый сдвиг на 3—9 см. Западнее к Амасия-Сарыкамышскому разлому примыкает с юга несколько молодых

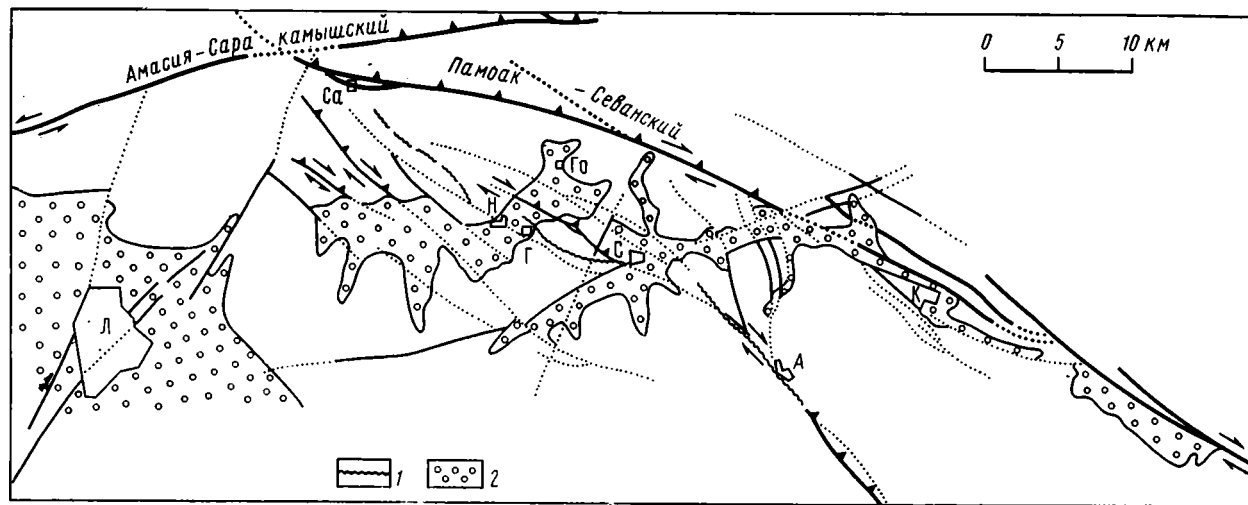


Рис. 2. Активные разломы Северной Армении

1 — сейсмогенный разрыв Спитакского землетрясения; 2 — области голоценовой аккумуляции. Остальные обозначения см. на рис. 1. Буквенные обозначения: села А — Алавар, Г — Гехасар, Го — Гогаран, Са — Сарапат; города: К — Кировакан, Л — Ленинакан, С — Спитак; Н — пос. Налбанд (Ширакамут)

разрывов северо-восточного простирания, с которыми могли быть связаны сильные Ленинанканские землетрясения 1926 г.

Памбак-Севанский разлом причленяется к Амасия-Сарыкамышскому с юго-востока под очень острым углом (см. рис. 2). Разлом протягивается в восток — юго-восточном направлении более чем на 140 км. Наряду с поднятием северо-восточного крыла, описанным ранее Е. Е. Милановским [2], нами вдоль разлома обнаружены правосдвиговые смещения и изгибы водотоков. Они хорошо видны на северо-западе разлома, а также возле г. Кировакана и на побережье Севана. Одна из ветвей разлома, может быть, главная, продолжается на юго-восточный берег Севана, где вдоль нее разорван и смещен вправо на 800 м полуразрушенный конус среднеплейстоценового вулкана.

Нам удалось детально исследовать 30-километровый северо-западный участок разлома между селами Сарapat и Арчут. Он простирается по азимутам 280—295° и наклонен на северо-восток под углами 78—80°. Величины правосдвиговых смещений варьируют здесь от 3,2 м для самого молодого ручья до 350—400 м для больших речных долин и 1,5 км — для крупнейших долин и водоразделов. Наиболее важные результаты получены при изучении речных долин возле с. Сарapat и северо-восточнее с. Гогаран, где определены смещения двух террас. Тыловые швы верхней террасы смещены вправо на 300 м, а нижней — на 80—120 м. Приводимые ниже определения и корреляции позволяют предположительно оценивать возраст верхней террасы примерно в 70 тыс. лет, а нижней — в 20—25 тыс. лет. Отсюда получаем среднюю скорость сдвига — не менее 5 мм/год. Наряду со сдвиговыми смещениями верхняя терраса поднята в северном крыле разлома относительно южного крыла на 25—35 м, а нижняя — на 5—15 м. Эта вертикальная компонента смещения, практически равная при столь крутом наклоне разлома взбросовой, уступает правосдвиговой в 7—20 раз.

При Спитакском землетрясении 1988 г. на отрезке разлома, наиболее приближенном к эпицентру, образовалась 200-метровая трещина, простирающаяся в направлении 275°. По ней произошли поднятие северного крыла до 6 см и правый сдвиг стенок до 3 см при величине зияния до 4 см.

К Памбак-Севанскому разлому примыкают с юга более мелкие нарушения преимущественно северо-западного простирания (см. рис. 2), нередко разделяющие поднятые и опущенные блоки [2, 3]. К их числу относится и разрыв, по которому произошла главная подвижка при Спитакском землетрясении, но смещения возникали по нему и прежде. На юго-восточном участке разрыва выявлены правосдвиговые смещения позднечетвертичных форм рельефа — долины р. Карачобан и двух других левых притоков р. Лернаджур на десятки метров и более молодого оврага — на 8—9 м. Севернее с. Гехасар в выемке шоссе Спитак — Ленинанкан по северо-восточной ветви разрыва почвенной слой взброшен в 1988 г. на 30 см, а нижележащий пласт молодого туфа смещен в том же направлении на 120 см. Более того, и эта, и соседние ветви сейсмогенного разрыва приходятся на флексуру, в которой молодые наносы и туфы наклонены на юго-запад под углами до 28°, тогда как в других местах залегают почти горизонтально.

Так, в левом борту р. Чичхан, в районе с. Сараарт, пласт туфа опущен к западу примерно на 30 м по разрыву северо-западного простирания, совпадающему на поверхности с уступом между двумя надпойменными террасами: в верхней, относительной высотой 100—105 м, пласт туфа выходит на поверхность, а в нижней, высотой 70 м, перекрыт мало-мощным слоем аллювия. Очевидно, что это смещение произошло до образования нижней террасы. В правом борту р. Чичхан в зоне сейсмогенного разрыва поверхность нижней террасы с пластом туфа в ее кровле находится уже на высоте 25—35 м. Западнее она сливается с поверхностью Верхнепамбакской межгорной впадины, где пласт туфа, по данным К. А. Мкртчяна, вскрыт скважиной на глубине 80 м ст поверхности. Таким образом, на протяжении 5 км пласт туфа погружается на 180 м.



При этом дважды он смещается разрывами, испытывая, кроме того, в зоне одного из них флексурный изгиб. Другой разрыв, северо-восточного простирания, проходит по западной окраине г. Спитак. К западу от разрыва туф находится на высоте более 100 м над р. Памбак, а к востоку вскрывается в разрезе нижней террасы всего в 5 м над руслом.

В зоне упомянутой флексуры Н. И. Каракаш обнаружил в выемке железной дороги в слоях, соседствующих с туфом, костные остатки млекопитающих, отнесенные А. Л. Рейнгардом к вюрмской эпохе [3]. Позднее К. А. Мкртчян пополнил эту коллекцию находками остатков млекопитающих между этим и нижележащим пластами туфа в районе г. Кировакана. Они подтвердили прежние определения. Исходя из них, характера разрезов и корреляции террас, можно предположительно отнести верхнюю террасу к началу вюрмской эпохи (около 70 тыс. лет назад), а нижнюю — к началу последней стадии вюрма или концу предшествовавшего интерстадиала (20—25 тыс. лет назад). Это означает, в частности, что изменение высотного положения туфа на 180 м между с. Сараарт и пос. Ширакамут, даже если туф отлагался на слабо наклонной поверхности, происходило со средней скоростью 2—3 мм/год.

Итак, активная тектоника района Спитакского землетрясения обусловлена взаимодействием тектонических нарушений разного ранга. Направления перемещений по двум крупнейшим на Ближнем Востоке системам активных разломов — Северо-Анатолийской — Загросской и Левантской — Восточно-Анатолийской таковы, что обеспечивают сближение Аравии и Кавказа, тогда как территории Анатолии и Ирана как бы отодвигаются в стороны: первая на запад, а вторая на восток. Дуга, образованная Памбак-Севанским и Амасия-Сарыкамышским разломами, в местном масштабе подчиняется той же закономерности: по ней южные части Кавказа сближаются с более северными. Тот факт, что скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений по Памбак-Севанскому разлому (около 5 мм/год) лишь немногим уступают скоростям перемещений в Левантской зоне (5—7,5 мм/год), свидетельствует о том, что именно дуга Северо-Армянских активных разломов является в современную эпоху главным продолжением Восточно-Анатолийской зоны.

Спитакское землетрясение произошло в области распространения нарушений, оперяющих Памбак-Севанский разлом. И разрыв, активизированный в 1988 г., и другие оперяющие нарушения проявляли активность до землетрясения, и подвижки по ним согласуются с движениями по главному разлому. Эта тектоническая позиция землетрясения 1988 г. определила и его структурные проявления.

### СЕЙСМОГЕННЫЙ РАЗРЫВ

Разрыв протягивается на 37 км с юго-востока на северо-запад от с. Алавар на р. Лернаджур через г. Спитак, окрестности пос. Ширакамут (Налбанд) до р. Чичхан (рис. 3). Разрыв состоит из трех участков, разобщенных двумя значительными перерывами: на южной и восточной окраинах Спитака и в окрестностях пос. Ширакамут. Оба перерыва приходятся в основном на впадины, заполненные рыхлыми наносами мощностью в десятки метров, часто застроенные и покрытые сельскохозяйственными угодьями.

Наиболее эффектно сейсмогенный разрыв выражен на 8 километровом центральном участке между г. Спитак и шоссе Спитак — Леникан (рис. 4). Он состоит из отрезков, простирающихся в направлениях от 70° СВ до 34° СЗ, и образует в целом выпуклую на юг дугу. Местами разрыв разделяется на 2—3 полосы трещин. В трех местах к нему под углом причленяются полосы трещин протяженностью 100—200 м с левосдвиговым или сбросо-раздвиговым смещением. Сам разрыв, как показало еще предварительное обследование [7, 12], характеризуется сложным смещением, сочетающим взброс и правый сдвиг. Наши иссле-

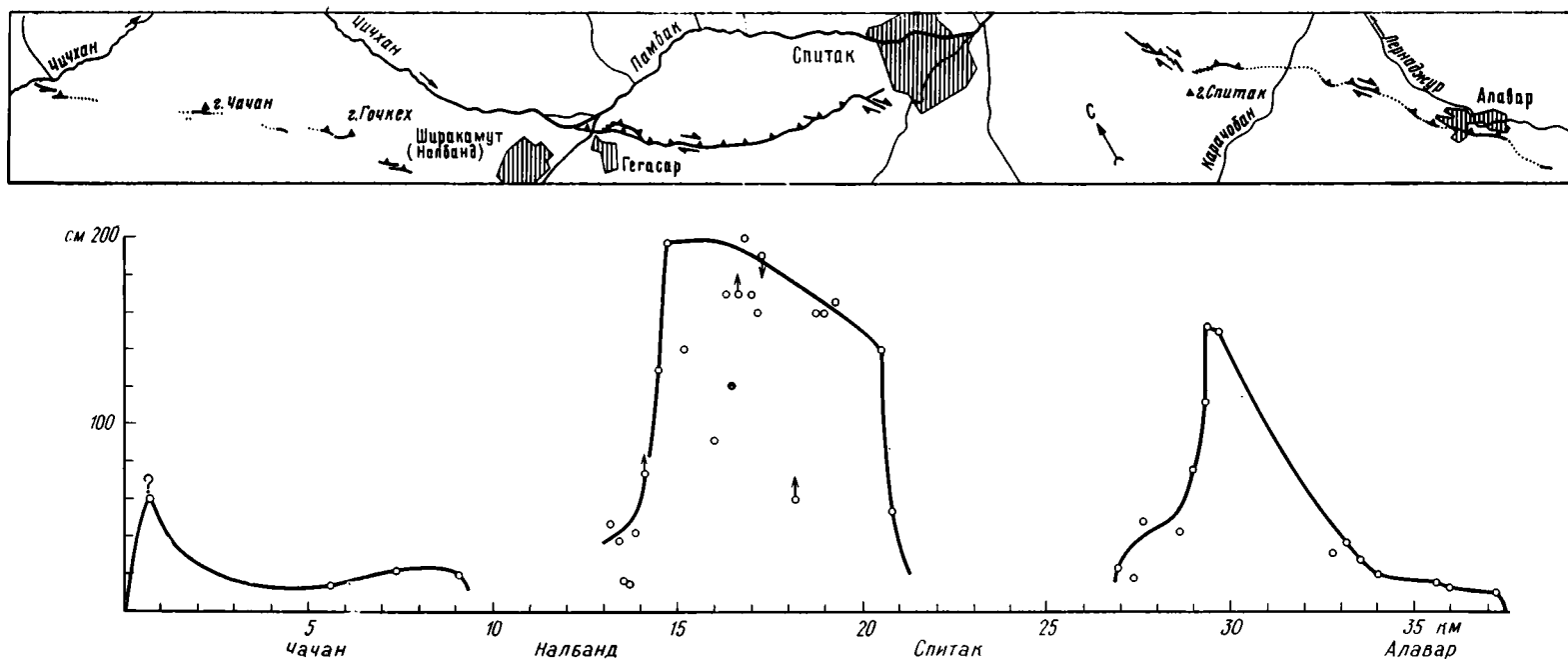


Рис. 3. Сейсмогенный разрыв Спитакского землетрясения 1988 г. и изменение величины общего смещения вдоль его оси  
Условные обозначения см. на рис. 1

дования уточнили его параметры. Плоскость разрыва наклонена на север или северо-восток под углами от 23 до 85°, чаще всего около 60°. Взбросовая компонента движений выражена поднятием северо-восточного крыла (см. рис. 4, а). Часто она сопровождается оседанием нависшей части взброшенного крыла; отчего в его тылу возникают зияющие трещины. При чисто взбросовом смещении они параллельны разрыву, а при наличии сдвиговой компоненты ориентированы к нему и эшелонированно одна относительно другой. Величина правосдвиговой компоненты смещений определялась либо по горизонтальному смещению характерных элементов поверхности, либо при известной взбросовой компоненте по наклону борозд на плоскости разрыва. В 1 км юго-восточнее с. Гехасар сдвиг регистрируется горизонтальным смещением края и борозд пашни (см. рис. 4, б) и складывается из собственно разрывного смещения на 100—125 см и искривления поверхности в 10-метровой приразрывной зоне еще на 60—80 см. При расчете сдвиговой компоненты по ориентировке борозд учитывались лишь борозды на влажной пластичной глинке трения, возникшей в 1988 г. Обычно они ориентированы однообразно, но в нескольких случаях на основную систему накладывались редкие борозды другого направления (рис. 5). Если последние почти вертикальны, их можно связать с позднейшим оседанием грунта, но при пологом наклоне приходится допускать связь с афтершоками.

Суммарная подвижка, получаемая складыванием векторов взбросовой и сдвиговой компонент смещения, оказалась выдержанной на значительном протяжении центрального участка и составила 160—170 см, в двух местах до 200 см (см. рис. 3). Намечается некоторое ее нарастание в северо-западном направлении. На обоих окончаниях участка смещение быстро сокращается до 40—55 см, а затем разрыв теряется в рыхлых наносах впадин. Вместе с тем соотношения между компонентами смещения варьируют. На упомянутом отрезке разрыва в 1 км юго-восточнее с. Гехасар (азимут простирания 315—320°) при сдвиге на 180 см взбросовая компонента изменяется от 30 до 80 см. В 3,5 км юго-восточнее с. Гехасар, где разрыв простирается в направлении 285—295°, сдвиговая компонента практически отсутствует, и все смещение на 160—170 см оказывается взбросовым (см. рис. 4, а, б).

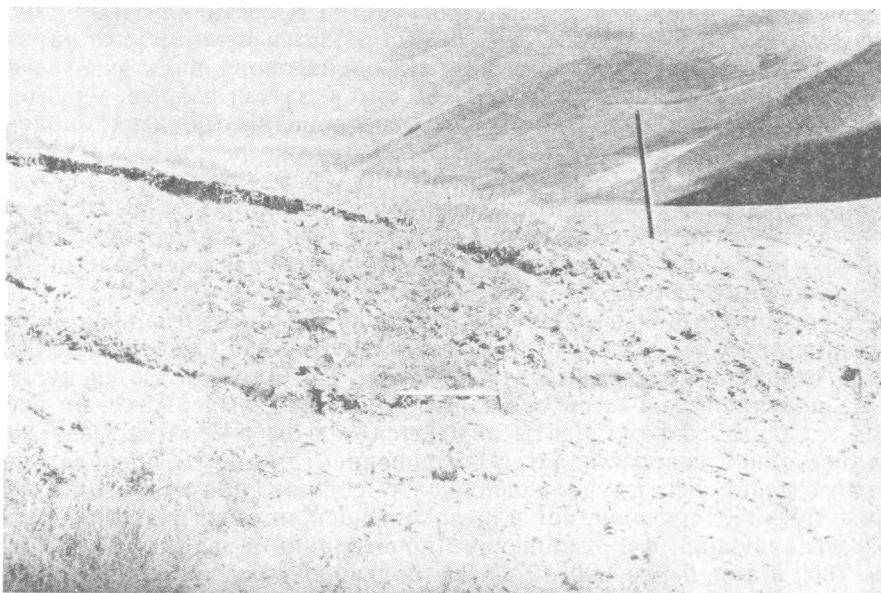
Рассмотрим отдельно изменения взбросовой и сдвиговой компонент смещения (рис. 6). Местами резко сокращаются обе компоненты. Обычно это окончания отдельных отрезков, где они располагаются кулисно. На удалении от окончаний суммарное смещение выдержано, но взбросовая и сдвиговая компоненты находятся как бы в «противофазе»: возрастание одной сопровождается сокращением другой. В пределах центрального участка проступает основная тенденция: при азимутах простирания 315—350° преобладает или по меньшей мере не уступает сдвиговая составляющая, а с отклонением простираний к западным румбам — 310—295° и тем более 290—270° все большую роль приобретает взбросовая составляющая (рис. 7). Это означает, что различные формы подвижек на отрезках разных простираний обусловлены единым движением горных масс. Оно таково, что обеспечивает наибольшее сжатие и горизонтальное укорочение территории в направлении примерно 10° СВ.

Многие черты центрального участка сейсмогенного разрыва повторяются и на периферических участках: юго-восточном Алаварском и северо-западном. Там также сочетаются взбросовая и правосдвиговая компоненты смещений причем повсеместно поднято северо-восточное крыло. Но амплитуды смещений там меньше, и сам разрыв более крут: на юго-восточном участке его наклон составляет 60—85° к северо-востоку, а на северо-западном он близок к вертикальному.

На юго-восточном участке разрыва прослеживается с перерывами, будучи выражен местами единой или системой эшелонированных трещин, простирающихся в направлениях 325—350°, а местами — зигзагообразным сочетанием разнонаправленных коротких отрезков. При этом отрезки, простирающиеся в направлениях 270—285° и харак-



а



б

теризующиеся выдавливанием грунта и надвиганием северного крыла на южное, чередуются с короткими трещинами растяжения северо-восточного простирания или чаще прямолинейными взбросо-сдвиговыми уступами, ориентированными в направлениях  $340\text{--}355^\circ$ . Подобные зигзагообразные сочетания наблюдались в сейсмогенном разрыве Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении [5], где возникли при общей правосдвиговой подвижке. На Алаварском участке правосдвиговые смещения составляют от 5 до 40 см и сочетаются со взбросом северо-восточного крыла на 5—35 см до 150 см на склоне горы Спитак. Обращает внимание то, что соотношение компонент смещения здесь иное, чем на центральном участке: сдвиговая более выдержана, а взбросовая возрастает скачком лишь в одном месте на склоне горы Спитак (см. рис. 4, в). Это заставляет предположить, что такое возрастание обусловлено не столько особенностями распределения тектонической подвижки,



в

Рис. 4. Выражение сейсмогенного разрыва на земной поверхности: *а* — взброс на центральном участке в 3,5 км юго-восточнее с. Гехасар; *б* — правый сдвиг границы и борозд лашни на центральном участке в 1 км юго-восточнее с. Гехасар; *в* — правый сдвиг-взброс до 1,5 м на юго-восточном склоне горы Спитак, юго-восточный участок разрыва

сколько вторичным эффектом: возможно, нарушением гравитационного равновесия и действием ударной волны при землетрясении. Похожие локальные взбросы нижней части склона известны и вдоль некоторых современных и голоценовых сейсмогенных разрывов в Средней Азии.

С подобным явлением может быть связано и локальное возрастание до 60 см вертикального смещения на окончании северо-западного участка — правобережье р. Чичхан, где оно дополняется гравитационным отседанием грунта в северо-западном направлении. Если же рассматри-

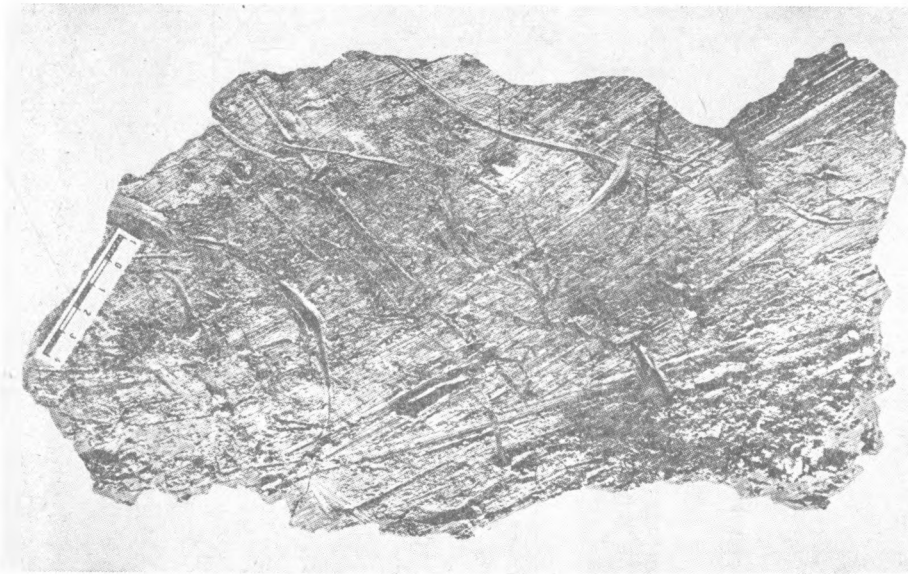
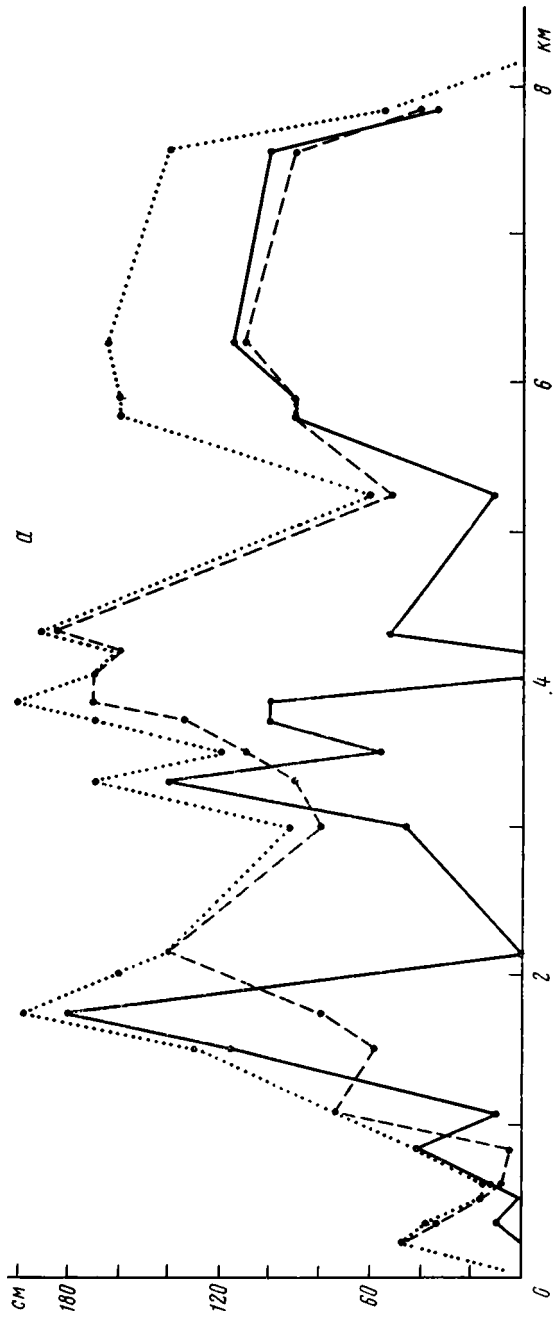


Рис. 5. Борозды 1988 г. на поверхности сейсмогенного разрыва в 3 км юго-восточнее с. Гехасар  
Стрелка направлена на СЗ 320°, масштабная линейка перпендикулярна земной поверхности



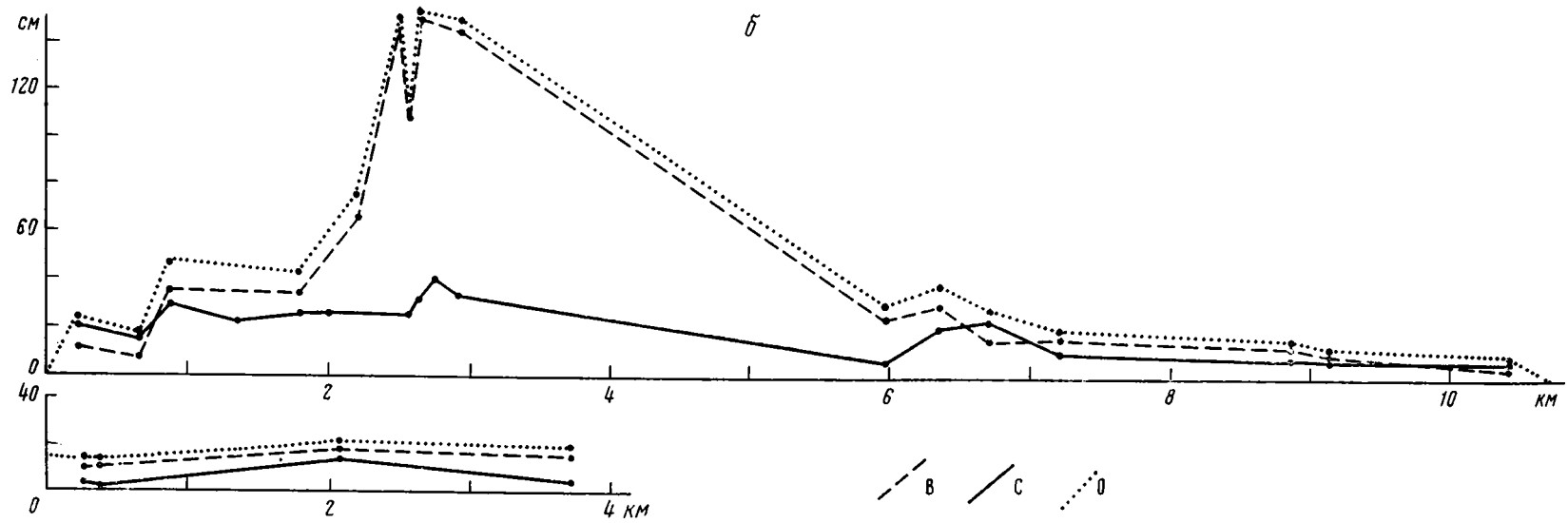


Рис. 6. Изменения взбросовой (В), сдвиговой (С) и общей (О) составляющих смещения вдоль участков сейсмогенного разрыва: центрального (а), юго-восточного (б) и северо-западного без его северо-западного окончания (в)

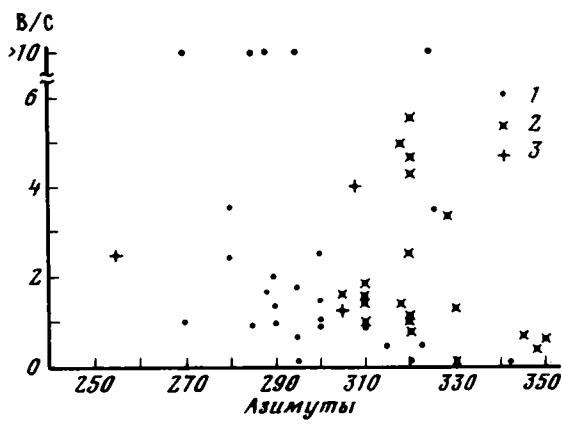


Рис. 7. Отношения взбросовой и сдвиговой составляющих смещения (В/С) при разных азимутах простираения сейсмогенного разрыва на центральном (1), юго-восточном (2) и северо-западном (3) его участках  
 Горизонтальная ось — азимуты простираения

вать северо-западный участок в целом, то сейсмогенный разрыв выражен здесь на земной поверхности еще более фрагментарно. Он представлен трещинами, расположенными или на продолжении одна другой, или кулисно. Простираения трещин варьируют от почти широтного до меридионального, но преобладают направления 300—325°. Как вертикальные (за исключением упомянутого северо-западного окончания), так и сдвиговые смещения не превышают 15—20 см.

Резкое увеличение суммарного смещения и непрерывность разрыва на центральном участке позволяют считать его непосредственным выходом фокальной плоскости землетрясения на земную поверхность. С этим согласуются и определения механизма очага, выполненные французскими сейсмологами [12] и О. И. Гущенко (устное сообщение). По их данным, наиболее вероятная плоскость разрыва в очаге параллельна сейсмогенному разрыву на поверхности и характеризуется правой сдвиго-взбросовой подвижкой. Рассматривая сейсмогенный разрыв на центральном участке как продолжение фокальной плоскости и учитывая распределение афтершоков, можно подойти к оценкам размеров и формы очага положения гипоцентра<sup>1</sup> и эпицентра главного толчка. Согласно данным локальной сети советских, французских и американских сейсмических станций, установившихся после землетрясения, многочисленные афтершоки охватили обширную область, внутри которой сгруппировались в три максимума: к северу от центрального участка сейсмогенного разрыва, вдоль Алаварского участка и вдоль Памбак-Севанского разлома, включая область его сочленения с Амасия-Сарыкамышским разломом. Афтершоки приурочены к верхнему слою земной коры толщиной до 12, редко до 16 км. Если принять такой же (10—12 км) глубину гипоцентра главного толчка, то, исходя из положения, формы и наклона центрального участка сейсмогенного разрыва, получаем, что гипоцентр и соответственно эпицентр землетрясения находятся немного восточнее с. Гогаран — примерно там же, где их положение определено по сейсмологическим данным удаленных станций.<sup>1</sup>

Вместе с тем, если принять, что максимальная глубина афтершоков (16 км) соответствует нижней границе очага, он не мог ограничиваться центральным участком сейсмогенного разрыва: как показывают миро-

<sup>1</sup> По данным Т. Г. Раутиан [7] и французских сейсмологов [12], Спитакское землетрясение было сочетанием трех толчков, разделенных секундными интервалами: первого слабого, второго главного и третьего, немного уступающего второму. Здесь речь идет о гипоцентре главного толчка. Что же касается двух других, то третий оказывается в области сочленения Памбак-Севанского и Амасия-Сарыкамышского разломов, а первый строго гипотетически связывается с северо-западной частью Алаварского отрезка сейсмогенного разрыва.



вые данные [16], площадь очага с магнитудой 7 обычно больше. Вероятно, очаг продолжался под периферийными участками разрыва и подвижки по ним на земной поверхности явились отражением и результатом подвижек в очаге. Для Алаварского участка такая интерпретация представляется, однако, неполной. Дело в том, что сразу после землетрясения он не был обнаружен ни при наземном обследовании, ни при многочисленных облетах эпицентральной зоны, ни при дешифрировании детальных аэрофотоснимков. И это едва ли можно объяснить свежесвалившимся снегом: взбросовая подвижка на склоне горы Спитак на 150 см лишь немногим уступает максимальному смещению на центральном участке разрыва, а там он дешифрировался достаточно отчетливо. Возможно, Алаварский участок, к которому приурочен особенно многочисленный и плотный рой афтершоков, полностью или частично возник в результате проникновения на земную поверхность существовавшего на глубине очагового разрыва не при главном толчке, а в процессе афтершоковой активности. Мы уже отмечали направленную миграцию афтершоков в зоне землетрясения 30 октября 1983 г. Что же касается интенсивных перемещений по сейсмогенному разрыву не только в момент главного толчка, а и в течение нескольких месяцев после него, то они, по-видимому, имели место при Кумдагском землетрясении 14 марта 1983 г. в Западной Туркмении, где сразу после него было зарегистрировано максимальное сдвиговое смещение на 20 см, а через 4 мес оно составило 37 см [5].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спитакское землетрясение 1988 г. дало пример непосредственного выхода очаговой плоскости на земную поверхность, и мы можем изучить детали строения и распределения подвижки, мгновенной в геологическом смысле (независимо от того, создана она только главным толчком или также афтершоками), вдоль активизированного разлома. Вместе с тем подвижка распространилась и на те участки разрыва, где очаговая плоскость не достигла поверхности, и на соседние Памбак-Севанский и Амасия-Сарыкамышский разломы, т. е. землетрясение вызвало структурные преобразования на достаточно большой площади.

Землетрясение было закономерным событием в современном тектоническом развитии региона и в смысле структурной позиции, и по дислокационному эффекту, выразившемуся в горизонтальном субмеридиональном укорочении территории, аналогичному эффекту движений как по крупным разломам Северной Армении, так и по крупнейшим зонам активных разломов всего Ближнего Востока. Получается, что в рассматриваемом регионе этот эффект не зависит от ранга структур.

Осмотр пещерного монастыря XI—XII вв., расположенного вблизи сейсмогенного разрыва в 3 км северо-восточнее с. Гехасар, показал, что наряду с трещинами, возникшими при землетрясении 1988 г., там есть аналогичные следы по крайней мере еще одного подобного события. Иначе говоря, Спитакское землетрясение — отнюдь не исключительное явление в развитии региона.

Связь землетрясения с активными разломами Северной Армении, которые в свою очередь связаны с крупнейшими на Ближнем Востоке зонами разломов, неоднократно генерировавшими катастрофические землетрясения, позволяет считать сейсмически высокоопасной всю дугу активных разломов Северной Армении. Закономерно и расположение очага к югу от главного Памбак-Севанского разлома: мировой опыт показывает, что в зоне взбросов, надвигов и взбросо-сдвигов, образующих фронтальные части движущихся литосферных масс, сильные землетрясения располагаются не по главным разломам, а в пододвигаемых крыльях или перед надвиговым фронтом в зонах опережающих нарушений, тогда как в областях краевых сдвигов или сбросо-раздвигов они чаще приурочены именно к главным разломам [1].

Зоны активных разломов Северной Армении состоят из отдельных сегментов протяженностью в десятки километров. Это относится и к

главным, и, тем более, к оперяющим нарушениям. Как показывает мировой опыт изучения активных разломов, сегменты такой протяженности не способны генерировать землетрясения с магнитудой более 7—7,5. Для более детальной оценки сейсмической опасности необходима (и вполне возможна) дифференциация этих разломов по способности отдельных сегментов концентрировать тектонические напряжения в большом объеме земной коры и по наличию дополнительных факторов, влияющих на сейсмичность (тепловой поток, особенности глубинного строения и т. д.). Рассмотрение этих вопросов выходит за рамки целей статьи.

#### Список литературы

1. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон/Ред. В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, А. И. Кожурин и др. М.: Наука, 1988. 133 с.
2. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
3. Мкртчян К. А. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак//Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Ереван: Изд-во АрмССР, 1956. С. 65—73.
4. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
5. Трифонов В. Г., Востриков Г. А., Лыков В. И. и др. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3—16.
6. Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И. Активные разломы и сейсмичность//Природа. 1989. № 12. С. 32—39.
7. Шебалин Н. В., Борисов А. А. Спитакское землетрясение//Природа. 1989. № 4. С. 69—72.
8. Allen C. R. Geological criteria for evaluating seismicity//Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 232 (86). N 8. P. 1041—1057.
9. Ambraseys N. N. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone//Tectonophysics. 1970. V. 9. N 2. P. 143—165.
10. Ambraseys N. N. Value of historical records of earthquakes//Nature. 1971. V. 232. P. 375—379.
11. Barka A. A., Kandinsky-Cade K. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity//Tectonics. 1988. V. 7. № 3. P. 663—684.
12. Cisternas A., Philip H., Bousquet J. C. et al. The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: field observations, seismology and tectonics//Nature. 1989. V. 339. N 6227. P. 675—679.
13. Karam El Hakeem. Analisis of the 1759 A. D. Damascus earthquake. Damascus: Syrian Atomic Energy Commission, 1986. 88 p.
14. Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung//Geol. Rdsch. 1961. B. 51. № 1. S. 122—139.
15. Report of Intern. Res. and Development Cooperation ITIT. Project N 8513. Res. on Quaternary Crustal Movement and Earthquake Prediction. Tokyo: Ministry of Intern. Trade and Industry, 1988. 96 p.
16. Ribeire A. A stochastic model to estimate maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions and slip-rate//Terra cognita. 1986. № 6. P. 611—615.
17. Seymen L., Aydin A. The Bingöl earthquake fault and its relation to the North Anatolian fault zone//Turkey Miner. Res. and Explor. Inst. Bull. 1972. № 79. P. 1—8.
18. Tatar Yu. Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan)//Tectonophysics. 1975. V. 29. № 1/4. P. 401—409.
19. Tchalenko J. S., Braud J., Berberian M. Discovery of three earthquake faults in Iran//Nature. 1974. V. 248. № 5450. P. 661—663.
20. Toksöz M. N., Arpat E., Saroglu F. East Anatolian earthquake of 24 November 1976//Nature. 1977. V. 270. N 5636. P. 423—425.
21. Wallace R. E. Earthquake of August 19. 1966, Varte area, Eastern Turkey//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1968. V. 58. № 1. P. 11—45.
22. Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan//Geol. Rdsch. 1966. B. 55. № 3. S. 716—735.
23. Zak J., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead-Sea rift//Isr. J. Earth Sci. 1965. V. 15. P. 33—37.

Геологический институт АН СССР,  
Москва, 109017;  
Институт геологических наук  
АН АрмССР, Ереван, 375019

Поступила в редакцию  
23.XI.1989

УДК 551.24.03 : 550.348

© 1990 г.

ГРИГОРЬЯНЦ Б. В.

## СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Результаты сопоставления геологической обстановки и геофизической характеристики эпицентральных зон землетрясений, и особенно разрушительных, положены в основу утверждения о прямой связи сейсмичности в таких зонах с процессами автономного складкообразования в пластичных толщах пород — волноводах, подстилающих более жесткие и одновременно более плотные комплексы отложений. При этом последние могут находиться либо в нормальном залегании, что характерно, в частности, для Шемахинской зоны (г. Шемаха), хорошо обеспеченной бурением, либо составлять покровную пластину пород, как это представляется наиболее вероятным для Спитакской зоны (Северо-Западная Армения), учитывая аномальное поле силы тяжести и изменения толщины земной коры в ее пределах.

Обычно при анализе сейсмической обстановки в эпицентральных зонах землетрясений значительное внимание уделяется их разломной тектонике и особенно разломов глубокого заложения, прослеживаемых в фундаменте или консолидированной коре и фактически определяющих их блоковую структуру. В принципе такой методический подход представляется вполне оправданным, ибо блоковые перемещения земной коры по разломам, и прежде всего разломам глубокого заложения, даже по логике вещей могут определять сейсмическую активность таких разломных зон. Не случайно статистический анализ сейсмичности показывает синхронность ее проявления, во-первых, в разных частях земного шара [7], а, во-вторых, — вдоль определенных линий и полос коррелируемых с разломами [2].

Как правило, такая синхронность, характерная для землетрясений с глубинами очагов, превышающими 15—20 км, а чаще залегающими в нижних частях земной коры, а то и за ее пределами. Однако землетрясения, и главным образом разрушительные, нередко оказываются локализованными территориально. Довольно часто обнаруживается их приуроченность к неглубоким, до 10—15 км, очаговым зонам. Но и в этом случае предпринимаются попытки выявить систему или отдельные конкретные прослеживаемые в пространстве сейсмогенные тектонические нарушения и увязать с ними возникающую и наблюдаемую на поверхности трещиноватость.

Изучение процессов складкообразования в зонах их активного проявления в настоящее (или новейшее) время позволяет совершенно иначе подойти к решению вопроса о природе или причинах возникновения неглубокофокусных (приповерхностных) землетрясений с большой частотой повторности, вызывающих от случая к случаю огромные разрушения. Необходимо при этом обратить прежде всего внимание на тот факт, что процессы складкообразования исключительно активно протекают в зонах интенсивного новейшего прогибания. Куринская и Южно-Каспийская впадины убедительно свидетельствуют в пользу справедливости этого положения. По их периферии, в частности вдоль северного борта Куринской впадины, а для Южно-Каспийской впадины по западному, северному и восточному бортам, процессы эти протекают достаточно наглядно.

Для всего этого региона активного новейшего прогибания и столь же активного проявления современного складкообразования характерно и обособление эпицентральных зон землетрясений. Они хорошо прослеживаются вдоль южных подножий Главного Кавказского хребта или, точ-

нее, вдоль зоны сочленения мегантиклинория Большого Кавказа с Куринской и Южно-Каспийской впадинами. В этой полосе перехода от горноскладчатого сооружения к зоне новейшего прогибания наибольшей сейсмической активностью выделяется Шемахинская эпицентральной зона землетрясений.

Данные поверхностной геологии, бурения и геофизики позволяют совершенно четко определить структурную позицию этой сейсмогенной зоны. Она приурочена к региональному минимуму силы тяжести, известному под названием Куши-Пирсагатского [9], обособление которого объясняется, как и вообще на востоке Большого Кавказа, в Куринской и Южно-Каспийской впадинах наличием прогиба в структуре или рельефе поверхности мезозойских отложений с мощным кайнозойским осадочным выполнением [6].

В соответствии с результатами бурения, данными по возрастному объему пород, участвующих в процессах грязевого вулканизма, который в рассматриваемой сейсмогенной зоне проявляется довольно активно, складкообразование в поверхностном кайнозойском выполнении молассовых прогибов Восточного Кавказа и Южного Каспия выступает как автономный процесс, связанный с мощными глинистыми толщами палеоген-миоценового комплекса отложений [6]. Протекая в целом в виде пластической деформации, процесс этот сопровождается срывами и перемещениями одних пачек пород относительно других, что находит выражение в изоклинально-чешуйчатой расслоенности глинистых толщ. Но главное, с точки зрения сейсмичности, заключается в том, что его следствием является растрескивание и раскалывание перекрывающих жестких или более плотных пород, представленных в Шемахинской эпицентральной зоне понтическими (нижний плиоцен) известняками, если рассматривать эту зону в локальном плане, либо аллохтонным комплексом меловых флишевых пород, перекрывающих палеоген-миоценовые отложения, если говорить о региональном распространении сейсмичности в указанной зоне.

В этом плане наиболее неблагоприятными, если иметь в виду последствия землетрясений, оказались условия на участке непосредственного расположения г. Шемаха. Город построен на выходах толщи понтических известняков по северному борту довольно крупной Дзоголавчайской синклинали, которую они выполняют и где их мощность измеряется первыми сотнями метров. На профильном разрезе (рис. 1), хорошо обеспеченном данными бурения, отчетливо видно несогласное залегание понтических известняков непосредственно на отложениях майкопской серии пород олигоцена — нижнего миоцена, а главное — резкие различия в характере смятия в складки палеоген-миоценовых и плиоценовых отложений. Изоклинально-чешуйчатый характер складчатости первых и субгоризонтальное залегание вторых — яркое свидетельство соответственно интенсивного проявления складкообразования и приспособления к нему. Ясно, что активность процессов складкообразования в палеоген-миоценовом комплексе пород неизбежно приведет к растрескиванию и разрушению понтических известняков, к перемещению их отдельных пачек как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Все это и происходит на самом деле в Шемахе, где довольно часты сейсмические толчки, а время от времени — сильные и даже разрушительные землетрясения.

В более северных или северо-восточных районах Шемахинской эпицентральной зоны связь часто проявляемых землетрясений с усложнением строения перемещающейся аллохтонной пластины меловых пород представляется еще более убедительной. Здесь глубина очаговых зон землетрясений измеряется первыми километрами [3], соответствуя оценкам мощности самой покровной пластины, произведенным и по данным бурения.

Возникает вполне естественный вопрос — возможна ли аналогия в оценке геологических условий проявления сейсмичности и в других эпицентральных зонах землетрясений? Можно ли выявленную геологиче-

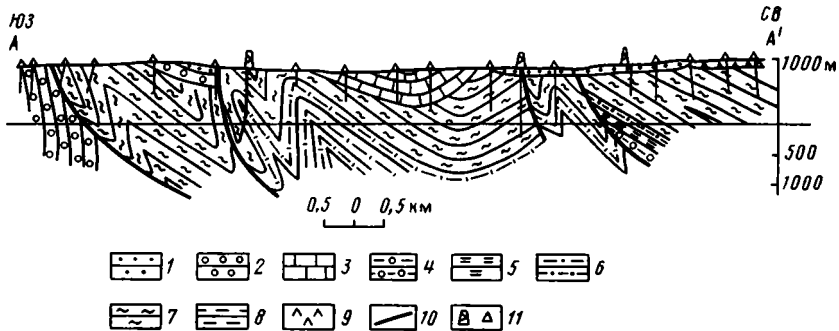
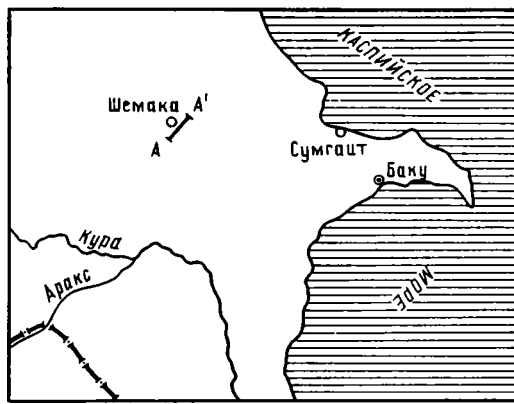


Рис. 1. Профильный разрез южной части Шемахинского района Азербайджанской ССР (по [1]) с некоторой детализацией по линии А—А')

1—3 — плиоцен: 1 — верхний, 2 — средний, 3 — нижний; 4—6 — миоцен: 4 — верхний, 5 — верхняя часть среднего, 6 — нижняя часть среднего; 7 — нижний миоцен и олигоцен; 8 — эоцен; 9 — тектоническая брекчия; 10 — тектонические нарушения; 11 — скважины структурно-понского бурения

скую ситуацию рассматривать в качестве явления, в определенной мере закономерного, а не как следствие исключительного стечения обстоятельств в Шемахинской эпицентральной зоне? Утвердительный ответ на такой вопрос может быть, очевидно, получен, если геологические ситуации других эпицентральных зон мелкофокусных (приповерхностных) землетрясений окажутся довольно сопоставимыми.

Для проведения такого сравнительного анализа геологической обстановки землетрясений была специально выбрана зона разрушительного Спитакского землетрясения в Армении, которое произошло 7 декабря 1988 г. и где сейсмическая активность также достаточно высокая. Сравнительный анализ Спитакской и Шемахинской эпицентральных зон тем более интересен, что в первом случае геологический разрез верхней части земной коры представлен существенно иначе. В этом разрезе значительную роль играют вулканогенные и метаморфические образования, тогда как в Шемахинской зоне комплекс отложений, с которыми связана сейсмичность, карбонатно-терригенный. Однако в Спитакской зоне или в непосредственном соседстве с ней, а точнее, в поверхностном выполнении Араратской внутривулканной котловины, очевидно развитие соленосных и гипсоносных образований, причем в тех же по возрасту олигоцен-миоценовых отложениях. И уже это свидетельствует о возможности проведения аналогии, ибо автономные процессы складкообразования, связанные с наличием соленосной толщи, здесь, несомненно, должны иметь место.

Очевидная аналогия между двумя рассматриваемыми эпицентральными зонами проявляется и в небольших (5—15 км и менее) глубинах залегания очагов землетрясений. Именно на таких малых глубинах в Спитакской зоне возможно развитие соленосных образований, вероят-

ность чего может быть обоснована структурной характеристикой верхней части земной коры этого региона.

Район Ленинакана — Кировакана, в центральной части которого расположен г. Спитак, приурочен к северо-западной периферии Араксинской внутривулканической впадины. Ее поверхностное выполнение представлено толщей орогенных пород олигоцена — неогена, мощность которой С. К. Арзуманяном [4]<sup>1</sup> оценивается более чем в 7 км. Эта толща содержит в миоценовом интервале разреза гипсоносно-соленосную свиту, истинная мощность которой превышает 1 км. Если к этому добавить пестроцветную свиту олигоцена — нижнего миоцена мощностью порядка 1 км и толщу эоцена мощностью 3 км, в разрезе которых одним из основных компонентов являются глины и аргиллиты, а в пестроцветной свите и гипсоносные образования, то станет очевидной высокая пластичность нижней половины всей толщи пород поверхностного выполнения Араксинской орогенной впадины.

Геофизическим выражением этой впадины является крупный региональный минимум силы тяжести, ось которого прослеживается в северо-западном направлении от Джермука параллельно простиранию оз. Севан к юго-западу от него и далее между Ленинаканом и Гукасяном, где она выходит к границе между Армянской ССР и Грузинской ССР, к северо-западному углу первой. Такая локализация регионального минимума силы тяжести вполне может быть обусловлена малыми (до 2,3—2,35 г/см<sup>3</sup>) плотностями пород кайнозойского разреза отложений поверхностного выполнения Араксинской впадины. Подчеркнем еще раз, что в этом разрезе в интервале от верхнего олигоцена до среднего миоцена получают развитие соленосные и гипсоносные отложения с максимальными плотностями порядка 2,2 г/см<sup>3</sup>, для которых неизбежны раздувы в вертикальной плоскости, за счет чего видимая мощность кайнозойского поверхностного выполнения Араксинской впадины может оказаться резко увеличенной.

Однако в противоречие с таким объяснением приходит один очень любопытный факт. Непосредственно в осевой полосе регионального минимума силы тяжести располагается выход самых древних и самых плотных пород на территории Армянской ССР, представляющих байкальский комплекс отложений и относящихся по возрасту к протерозою — раннему палеозою. На профильном разрезе, проходящем вкост простирания Араксинской впадины через восточный склон Арагаца и пересекающем всю территорию Армянской ССР (рис. 2), такая локализация выступа древних пород, образующих Цахкуняцкое поднятие, наглядно выражена. Этот разрез строго совпадает с разрезом по линии р. Аракс — Цахкуняцкий хр. — Базумский хр., приведенном в [8]. При построении этого разреза была строго учтена лишь поверхностная структура. Глубинное строение должно рассматриваться как схематическое, но в то же время принципиальное, отражающее позицию автора настоящей работы. Суть ее заключается в убеждении, что вся система структур, выступающая в современном рельефе в виде Цахкуняцкого, Памбакского и Базумского хребтов, является аллохтонной, перемещенной с севера на юг примерно на 40—45 км и определяющей перекрытие северного борта Араксинской впадины.

Такое представление надежно объясняет явно странную современную конфигурацию Араксинской орогенной впадины (рис. 3), северная или северо-восточная граница которой должна быть отодвинута примерно до линии Степанаван — Дилижан, за пределами которой, что весьма существенно, декабрьское 1988 г. землетрясение либо не ощущалось, либо ощущалось очень слабо. В этих границах Араксинская (Арагатская) впадина хорошо впишется в структурный план альпийского цикла тектогенеза, ибо в этом случае она приобретает характерное общекавказское, или субширотное, простирание и становится понятным расположение на

<sup>1</sup> Ссылка на автореферат подразумевает использование подробных данных, приведенных в соответствующей диссертационной работе.

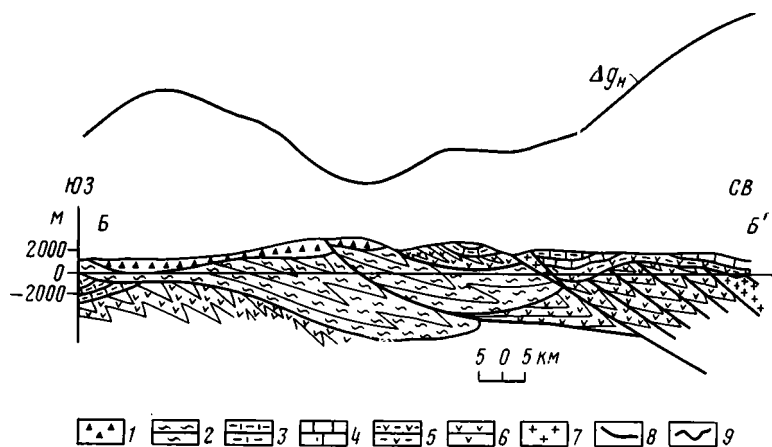


Рис. 2. Профильный разрез Северо-Западной Армении по линии Б—Б' (см. рис. 3) р. Аракс — Цахкуняцкий хребет — Базумский хребет

1 — антропоген и плиоцен; 2 — миоцен, олигоцен и эоцен; 3 — палеоцен и мел; 4 — верхняя юра; 5 — средняя и нижняя юра; 6 — нижний палеозой и протерозой; 7 — интрузивные тела; 8 — тектонические нарушения; 9 — кривая наблюдаемого поля силы тяжести

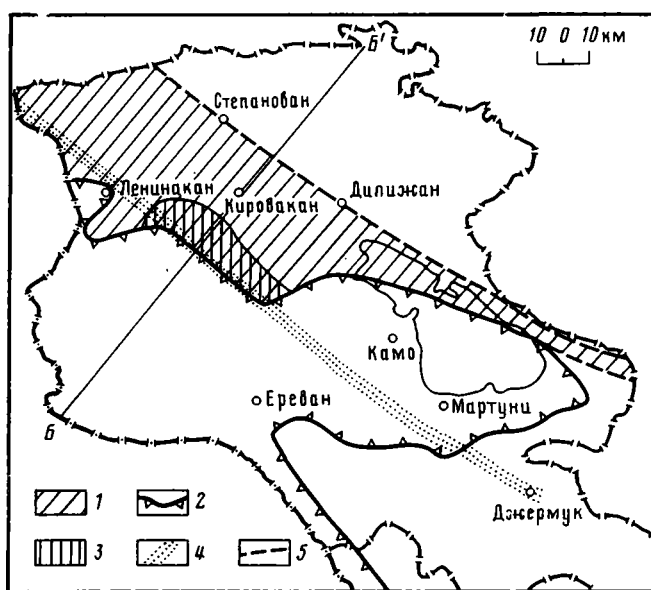


Рис. 3. Схема тектонического строения Араксинской впадины

1 — зона предполагаемого перекрытия северо-восточного борта впадины; 2 — контуры впадины по данным поверхностной геологии; 3 — зона выходов на поверхность древнего (протерозой — ранний палеозой) метаморфического комплекса; 4 — осевая полоса регионального минимума силы тяжести; 5 — тыльная граница аллохтона. Б—Б' — линия профиля, изображенного на рис. 2

ее продолжении, уже на территории Азербайджанской ССР, Кельбаджарской наложенной мульды с ее палеогеновым поверхностным выполнением.

Самое интересное заключается, пожалуй, в том, что предположение о перекрытии северного борта Араксинской впадины допускает возможность развития отложений верхнего олигоцена — среднего миоцена, в том числе соленосных и гипсоносных, под аллохтонным комплексом байкальских пород, перекрытых в свою очередь трансгрессивной серией образований в основном нижнего и среднего палеогена. Неизбежным следствием такого залегания пластичных пород под аллохтонной пласти-

ной, вернее, процессов складкообразования, протекающих в них, и должна явиться деформированность относительно жестких или плотных пород, слагающих покров. Вероятно, с нагромождением покровных пород во фронтальной части аллохтона следует связывать обнажение на участке Цахкуняцкого хребта протерозойских пород, палеогеновое перекрытие которых здесь оказалось полностью размытым.

В пользу высказанной позиции о покровном строении Цахкуняцкого, Памбакского и Базумского хребтов и возможности развития под аллохтонным комплексом пород малоплотных отложений верхнего олигоцена — среднего миоцена может быть приведено еще одно достаточно интересное соображение. В соответствии с профильными разрезами, построенными с помощью станций «Земля», из которых наиболее протяженный Маркара — Пойлы пересекает Араксинскую впадину фактически вкрест ее простираия, осевая полоса регионального минимума силы тяжести, по крайней мере в районе выходов на поверхность протерозойских пород, характеризуется сокращенными до 40 км и даже несколько меньшими мощностями земной коры, возрастающими до 45—50 км юго-западнее и северо-восточнее. Очевидно, такие соотношения: сокращение мощности земной коры с одновременным понижением значений силы тяжести — можно объяснить только резким понижением плотностной характеристики пород в разрезе земной коры, причем в основном в ее верхней части.

В соответствии с предполагаемым разрезом земной коры в пределах Араксинской внутригорной впадины в лаборатории гравиметрии Института геологии АН АзССР были рассчитаны кривые аномалий силы тяжести (рис. 4) с приведением значений силы тяжести к двум уровням — Мирового океана и +2000 м. Первая из этих кривых оказалась вполне сопоставимой с кривой наблюдаемого гравитационного поля. Расхождения на севере и юге вдоль линии профиля в этом случае определяются лишь абсолютными значениями силы тяжести и совершенно не свидетельствуют о качественных различиях. Возможно, это объясняется расхождением в предполагаемых и действительных глубинах залегания поверхности фундамента. Но главное заключается в том, что региональный минимум силы тяжести на расчетной кривой столь же четко обозначился, причем фактически на тех же уровнях значений этого параметра, по крайней мере в его широкой осевой полосе, что и на кривой  $\Delta g_H$ .

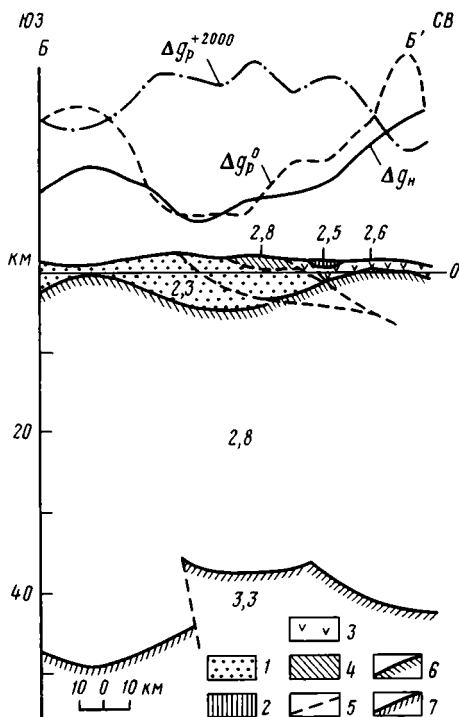
Все это позволяет говорить, что представление о развитии существенно менее плотных пород под более плотными образованиями, выступающими на дневной поверхности в полосе предполагаемого тектонического перекрытия, может вполне соответствовать действительности. Это означает, во-первых, вероятность проявления автономных процессов, ибо речь в этом случае должна идти о волноводе, соответствующем зоне пониженной плотности. Во-вторых, становится очевидной необходимость проверки этого положения практикой, поскольку глубины залегания волновода в соответствии с представленным разрезом, вполне доступны при современном уровне техники бурения. Конкретное подтверждение предполагаемой схемы строения верхней части земной коры в пределах Спитакской эпицентральной зоны землетрясений представляется исключительно важным: только оно может окончательно определить и геологическую природу ее сейсмичности, и комплекс мер, проведение которых окажется необходимым для обеспечения нормальных условий жизни людей в этом регионе.

Целесообразность проверки высказанного предположения бурением может быть обоснована необходимостью решения и сугубо научных задач, в частности определения геологической природы аномальных изменений силы тяжести в пространстве. Свидетельство наличия резких плотностных неоднородностей в земной коре, и в первую очередь в ее верхней части, может убедительно показать их более существенную роль в обособлении аномалий силы тяжести по сравнению с изменениями толщины земной коры или плотностными неоднородностями в консолидиро-



Рис. 4. Разрез земной коры Северо-Западной Армении по линии Б—Б<sup>1</sup>

1 — кайнозой; 2 — верхняя юра и мел; 3 — нижняя и средняя юра; 4 — протерозой и нижний палеозой; 5 — надвиги, с которыми связано перекрытие северного борта Араксинской впадины; 6 — поверхность консолидированной коры; 7 — поверхность Мохоровичича. Цифрами обозначены плотности пород в г/см<sup>3</sup>;  $\Delta g_H$  — кривая наблюдаемого поля силы тяжести;  $\Delta g_P$  — расчетная кривая с приведением значений силы тяжести к уровню Мирового океана;  $\Delta g_P^{+2000}$  — то же для уровня +2000 м



ванной коре и в мантии Земли. Именно с этой целью на рис. 4 приведена вторая расчетная кривая аномалий силы тяжести (+2000 м). Ясно, что превращение в этом случае регионального минимума в региональный же максимум силы тяжести нельзя объяснить ничем иным, как избыточной плотностью пород, выступающих над уровнем Мирового океана, т. е. его сугубо поверхностной природой.

И еще об одном следует сказать. Настаивая на локальной природе геологических процессов, протекающих в очаговых зонах рассматриваемых землетрясений, автор не считает, что в этих случаях сейсмичность представляет собой совершенно изолированное явление. Сама линейная протяженность эпицентральных зон, вытянутых цепочкой субширотного простирания вдоль северной периферии Куринской и Южно-Каспийской впадин, на продолжении которой расположены очаги Прибалханских землетрясений [5], определенно свидетельствует в пользу очевидной роли в них тектонических процессов по крайней мере регионального плана. Речь идет о блоковых перемещениях по разлому или системе разломов, отделяющих горноскладчатые сооружения Большого Кавказа и Копетдага от расположенных южнее межгорных впадин. Возможно, что эти блоковые перемещения нарушают состояние относительного покоя в частных молассовых прогибах и создают обстановку, обеспечивающую проявление в их поверхностном выполнении автономных процессов перераспределения пластичных пород. Думается поэтому, что решение вопросов прогнозирования сейсмичности в таких зонах может быть связано с выяснением зависимости между региональными блоковыми перемещениями и локальными автономными процессами, непосредственным следствием которых и является их сейсмичность.

#### Список литературы

1. Абасов А. С., Зейналов А. М. Некоторые особенности тектоники юго-западной части Шемахинского района // Азерб. нефт. х-во. 1962. № 9. С. 9—13.
2. Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С. Основные задачи в области исследования неотектонических процессов на территории Азербайджана // Изв. АН АЗССР. Сер. геол.-геогр. 1958. № 4. С. 3—19.
3. Агамирзоев Р. А. Сейсмоструктура азербайджанской части Большого Кавказа. Баку: Элм, 1987. 124 с.

4. *Арзуманян С. К.* Тектоническое строение Араксинской орогенной впадины, ее положение в Иранско-Кавказско-Анатолийском сегменте Альпийского складчатого пояса: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1984. 48 с.
5. *Борисов Б. А., Рогожин Е. А.* Кумдагское землетрясение 14 марта 1983 г.: материалы геологического изучения//Докл. АН СССР, 1984. Т. 277, № 1. С. 157—161.
6. *Григорьянц Б. В.* Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе//Геотектоника. 1982. № 4. С. 42—53.
7. *Тамразян Г. П.* Внутрисуточная глобальная сейсмотектоническая активность Земли//Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 7. С. 3—14.
8. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Объяснительная записка. Ереван: Митк, 1968. 74 с.
9. *Цимельзон И. О.* Геологическая интерпретация гравитационных аномалий Кобыстана//Прикл. геофизика. 1956. Вып. 15. С. 109—126.

Институт геологии АН АзербССР,  
Баку, 370143

Поступила в редакцию  
31.X.1989

УДК 551.24.03:551.243

© 1990 г.

ПАТАЛАХА Е. И., ГАРАГАШ И. А.

### ПРИРАЗЛОМНОЕ СМЯТИЕ (СДВИГОВОЕ ТЕЧЕНИЕ) И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ

Приразломное смятие — характерный признак разломов, выявляющийся при изучении строения разлома в пространстве и времени. По степени «вязкости» на  $PT$ -основе следует различать: 1) хрупкие разломы эпизоны ( $A_b=0$ ,  $A_x=A$ ); 2) вязкие разломы мезозоны ( $A_b < A$ ); 3) идеально вязкие разломы катазоны ( $A_b=A$ ,  $A_x=0$ ). Важнейшей физической причиной складкообразования в зонах приразломного смятия является неустойчивость сдвигового течения в горных породах в  $PT$ -условиях земной коры, для которых характерно катакластическое течение, функционально связанное с сухим трением и воздействием гидростатического давления. Тем самым складки ламинарного (сдвигового) течения получают четкое и строгое физическое объяснение.

Одним из принципиально новых элементов теоретической тектоники двух последних десятилетий явилось признание, а точнее, осмысление тектонической значимости явления приразломного смятия, издавна и повсеместно фиксируемого в практике геологических исследований, но обходимого молчанием курсами теоретической тектоники как «не предусмотренного» традиционной теоретической базой этих курсов. Иными словами реальные разломы в природе имеют чаще всего вязкий характер, т. е. сопровождаются признаками приразломного смятия и волочения (многочисленные примеры их см. в работе [7]). Эффект приразломного смятия (односистемного сдвигового течения) реализуется в форме складкообразования. Чем меньше разлом, тем, естественно, проще сопровождающая его с обеих сторон зона приразломного смятия. В простейшем случае «одноактного» небольшого разлома эффект приразломного смятия часто выражен флексурами, а в случае крупных разломов — интенсивной складчатостью. Все эти вопросы уже подробно рассматривались в работах [7, 8].

Ниже рассмотрим кратко три вопроса: 1) эффект приразломного смятия как функция  $PT$ -условий, 2) складкообразование и 3) природа главной структурной триады.

#### ЭФФЕКТ ПРИРАЗЛОМНОГО СМЯТИЯ КАК ФУНКЦИЯ $PT$ -УСЛОВИЙ

В самом общем случае разломы часто имеют два компонента амплитуды  $A$ :  $A_x$  — хрупкий, или дискретный, оцениваемый величиной относительного смещения блоков, и  $A_b$  — вязкий, не фиксируемый дискретными смещениями, расходуемый целиком на приразломное смятие (рис. 1). Издавна в обиходе называют их вязкими. Критерием «вязкости» разлома является отношение  $A_b/A$ . Такой разлом в природе выражен отчетливо плоскостью главного шва и сопровождающей его с обеих сторон зоной приразломного смятия.

Вместе с тем не меньший интерес представляют два следующих предельных случая.

1. Хрупкий компонент амплитуды равен нулю ( $A_x=0$ ). Такой тип разломов назовем идеально вязким. В этом случае вся амплитуда расходуется на вязкое сдвиговое течение, т. е. приразломное смятие ( $A=A_b$ ), представленное концентрированной зоной течения, лишенной выраженной плоскости главного шва.

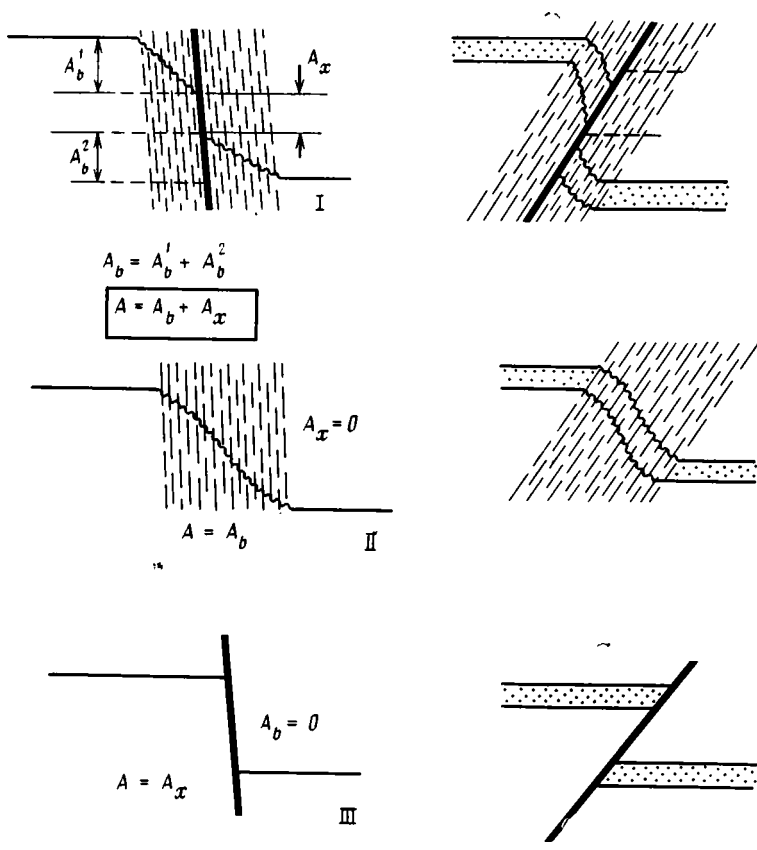


Рис. 1. Систематика разломов по степени «вязкости»  
 I—III — разломы: I — вязкие, II — идеально вязкие, III — хрупкие. По-  
 яснения в тексте. На рисунке — примеры мелких разломов

2. Вязкий компонент амплитуды равен нулю ( $A_b = 0$ ). Такой тип разломов назовем хрупким. В этом случае вся амплитуда непосредственно запечатлевает только относительное дискретное смещение блоков.

На первый взгляд, такая трехчленная систематика разломов (разломы вязкие, идеально вязкие, хрупкие) кажется уж очень абстрактной. Однако анализ материалов многолетних углубленных исследований явления приразломного смятия в самых различных *PT*-условиях показывает, что она имеет вполне реальный геологический смысл. Оказывается, в вертикальном разрезе земной коры складчатых областей на фоне повышения *PT*-уровня структурообразования сверху вниз происходит в общем случае закономерная смена для хрупких разломов эпизоны вязкими — мезозоны, а последних — характерными для катазоны идеально вязкими разломами. Итак, сверху вниз намечается своеобразный парагенетический ряд: хрупкий разлом эпизоны → вязкий разлом мезозоны → идеально вязкий разлом катазоны. При этом внимательный анализ *PT*-зон и зон разломов по вертикали показывает согласованный (историко-динамический) характер таких изменений [7, 8]. Разумеется, речь идет о разломах, «родных» по отношению к *PT*-зонам в рамках определенного морфологического типа (скажем, взбросовых).

Если попытаться теперь мысленно представить себе некий, например, крутопадающий коровый разлом в вертикальной плоскости, то мы, естественно, увидим, как приразломная зона смятия, слабо выраженная в эпизоне, становится мощной в мезозоне и еще более мощной в катазоне (что находит отражение в наложенных процессах линейаризации). Это довольно хорошо доказывается как эмпирически на примере крупнейших долгоживущих коровых разломов Казахстана [8], так и теоретически: ширина зоны приразломного смятия тем значительнее, чем ниже

**Эффект приразломного смятия крупных долгоживущих крутопадающих коровых разломов как функция *PT*-условий**

<i>PT</i> -уровень	Структурный этаж	Ширина зоны смятия, км	Структурные признаки
Эпизона	Альпийский (П) Герцинский (О)	$< 0,1$ $< 0,005^*$ $< 1-2$ $0,2$	Кливаж отсутствует Локальное проявление секущего кливажа
Мезозона	Каледонский (Г) Байкальский** (Г)	$\sim 10$ $\sim 5$ $> 40$ $> 50$	Интенсивный кливаж »
Катазона	Кристаллические сланцы		Кристаллизационная сланцеватость

*Примечание.* П — платформенный, О — орогенный, Г — геосинклинальный.

\* Левый столбец — данные для Главного Каратауского разлома (северо-западное Каратау), правый — для Джалаир-Найманского разлома.

\*\* Для Джалаир-Найманского разлома — салаирский.

прочностные свойства среды за пределами ее, чем легче ей «поглотить» эту среду (таблица, рис. 2). Конечная формула для случая «вязкопластичные мезозона и эпизона покоятся на вязкой катазоне» имеет вид [Гарагаш, Паталаха, в печати]:  $l = \eta v_0^2 / \pi \lambda$ , где  $l$  — ширина зоны приразломного смятия в эпизоне — мезозоне,  $\eta$  — вязкость катазоны,  $v_0$  — скорость смещения жестких плит эпизоны и мезозоны,  $\pi$  — число Пифагора,  $\lambda$  — диссипация механической энергии на единицу приращения ширины приразломной зоны смятия.

Хрупкие и близкие к ним разломы — явные. Они хорошо картируются, просматриваются в обнажениях и сопровождаются брекчиями трения и прочими грубыми катаклазитами. Вязкие разломы распознаются неизмеримо хуже, так как плоскость главного шва с обеих сторон сопровождается приразломными зонами смятия, процесс лианеризации в которых нивелирует и маскирует структурные различия разграничиваемых блоков, тогда как сами швы лишены брекчий трения и грубых катаклазитов и в обнажениях обычно имеют скрытый характер (зачастую даже в условиях хорошей обнаженности трудно найти сам шов). Явными среди них бывают только разломы (а точнее, главные швы) самых низких порядков, смещающих такие объекты (плутоны, свиты и т. д.), размер которых намного превышает двойную ширину приразломной зоны смятия.

Как показывает тектонофациальный анализ, процесс приразломного течения в деталях неравномерен, близок к пульсирующему, что особенно четко видно в зонах крупных разломов. Поэтому сопровождающая плоскость главного шва параллельная система разломов высоких порядков, представляющая собой индивидуальные зоны приразломного смятия, сливающиеся в единую зону приразломного смятия (сопряженную с главным швом), чаще всего не картируется как разломы, а воспринимается как своеобразная зона «сланцев», «кливажа», «динамометаморфизма» и т. д. Такие разломы — нередко скрытые, поскольку их трудно бывает идентифицировать даже в условиях идеальной обнаженности. Дело в том, что все то, что попадает в приразломную зону смятия, подвержено лианеризации, что лишает надежд фиксировать смещенность геологических тел (для чего необходимо наличие недеформированных их фрагментов). О наличии таких разломов приходится только догадываться по такому косвенному признаку, как пульсирующий характер степени деформированности пород в поперечном сечении зон приразломного смятия.

Идеально вязкие плохоту картируемые скрытые разломы характерны для катазоны. Картируются, как правило, только главные швы разломов самого низкого порядка (смещающих достаточно крупные объекты).

Выше рассмотрена идеализированная схема, отображающая лишь основные тенденции развития разломов в разных *PT*-условиях (отвлекаясь от такого самоочевидного факта, как наложение разных *PT*-условий), образованию разлома в эпизоне нередко предшествует стадия

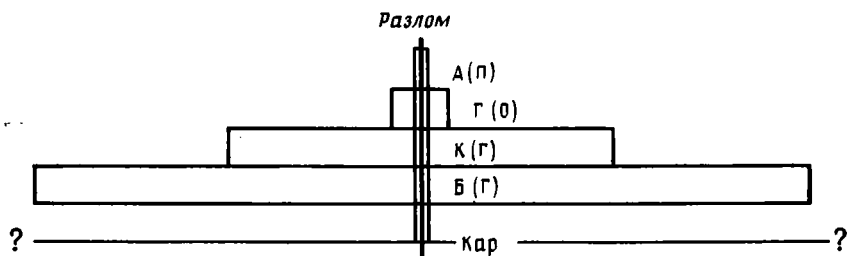


Рис. 2. Схема скачкообразного расширения приразломной зоны смятия в разрезе земной коры, сопряженной с крупными долгоживущими крутопадающими коровыми разломами (см. таблицу). Буквы на рис.—структурные этажи: А—альпийский, Г—герцинский, К—каледонский, Б—байкальский, Кар—карельский. Значение букв в скобках см. в таблице

флексур, иногда флексура в эпизоне — результат смещения по разлому и т. д.). Поучительно то, что для геологов, работающих в условиях эпизоны, приразломное смятие — явление малосущественное, тогда как для исследователей мезозоны (или стыка эпи- и мезозоны) грандиозные масштабы приразломного смятия не нуждаются в особых доказательствах (например, Джалаир-Найманский, Главный Каратауский и другие разломы в Казахстане, см. таблицу). Более сложной выглядит обстановка в условиях катазоны, которой нередко свойственны перекрестные структурные планы, сопряженные не с одним, а с несколькими разломами (например, район г. Соколова Волыно-Подольского блока Украинского щита, по данным М. Е. Паталахи, представляет совокупность шести разновозрастных структурных планов). В этих условиях распознать индивидуальные зоны смятия не так-то просто.

### СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ

Если выделить элементарную приразломную зону смятия, сопряженную с крупным коровым разломом, в чистом виде (такие случаи в природе не часты, примеры их — Главный Каратауский и Джалаир-Найманский разломы в Казахстане), то в поперечном сечении мезозоны мы увидим следующую картину (рис. 3).

Интенсивность дислокационного процесса нарастает от периферии к центру событий — главному шву разлома в принципе от нуля (первичная седиментная аклиналь) до максимума (представленная тектонитом вторичная моноклиналь). На этом фоне возникают многочисленные взаимно параллельные складчатые колонны, отшнурованные одна от другой более или менее явно вязкими второстепенными разрывами. Иногда это не швы, а просто очень узкие моноклинали резко растянутых вдоль (и пережатых поперек) слоев. Осевые плоскости складок, вязкие разломы самых разных масштабных рангов и плоскости кливажа взаимно параллельны (главная структурная триада).

Ранее было предложено довольно много частных способов образования складок в условиях приразломного сдвигового течения, смысл которых сводился к проскальзыванию материала по кливажным плоскостям скольжения [7, 8]. Однако сомнения всегда вызывала причина, управляющая довольно закономерным синклинально-антиклинальным «складкообразующим» интегральным смещением микролитонсов по кливажным плоскостям скольжения и возникновением складчатых колонн-струй. Иными словами, образование складок ламинарного течения (а не шовной складчатости вообще) оказалось истолковать не так-то просто, что порождало известный нигилизм к складкам ламинарного течения (В. В. Эз и др.).

Успехи последнего времени в области механики деформирования вязкопластичных сред, а также обширные масштабы тектонофациального анализа дают возможность вновь возвратиться к этому вопросу на новом уровне. Смысл этого нового состоит в следующем.

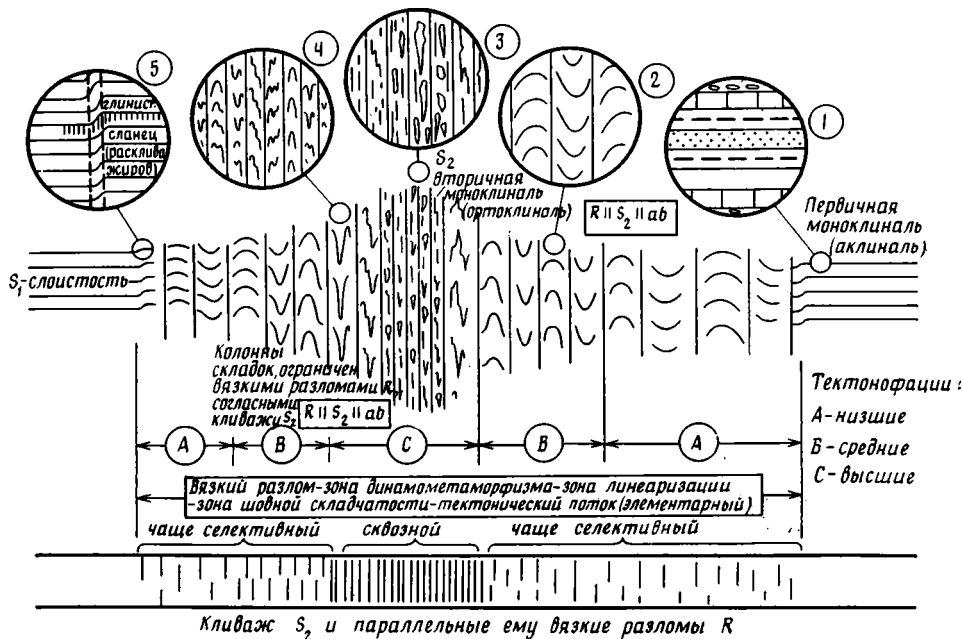


Рис. 3. Эффект приразломного смятия в мезозоне

Схема синтезирует полевые наблюдения и должна рассматриваться в качестве результата природного эксперимента. Детали в кружках раскрывают суть нулевой (1), низших (5), средних (2) и высших (3, 4) тектонофаций

Всякое однородное неупругое деформирование многих материалов сопровождается локализацией пластической деформации и появлением либо полос сдвига, известных в металлургии под названием линий Чернова — Людерса, либо локальных изменений формы и образованием «шейки» при растяжении и «бочки» при сжатии. Естественное объяснение этих явлений связано с предположением о неустойчивости процесса деформирования, делающей энергетически более выгодным смежный путь деформирования, отличный от однородного основного. Поскольку большинство материалов и горные породы в том числе неспособны к накоплению конечных упругих деформаций, то можно показать, что неустойчивое состояние массивного тела, а в предельном случае неограниченной среды станет возможным, если работа приращений напряжений  $\Delta \delta_{ij}$ ; на вариациях приращений деформаций  $\delta(\Delta e_{ij})$  обращается в ноль, т. е.

$$\delta(\Delta A) = \Delta \delta_{ij} \delta(\Delta e_{ij}) = 0. \quad (1)$$

Здесь значок  $\Delta$  обозначает разницу между величинами в основном и смежном продолжении процесса деформирования.

Условие (1) может быть выполнено только для неустойчивых материалов, для которых нарушается постулат Друккера:

$$\Delta \delta_{ij} \Delta e_{ij} > 0. \quad (2)$$

Такими материалами являются горные породы, обладающие зернистой структурой, деформирование которой сопровождается неупругим разрыхлением (дилатансией) и взаимодействием зерен по закону сухого трения. Отмеченными свойствами в полной мере обладают сыпучие материалы. Использование их в качестве модельного материала позволило проследить образование полос сдвига в эксперименте [11]. Теоретический анализ бифуркации (разветвления) процесса деформирования упругопластического неустойчивого материала выполнен в работах [1, 3, 5, 10].

Следует, однако, отметить, что упругопластическая модель не может быть приложима ко всем случаям. Таковы, например, медленные тектонические процессы, в которых существенная роль принадлежит вяз-

кому течению. Хорошим приближением к реальности является вязко-пластическая модель, являющаяся предельным случаем неньютоновского вязкого течения, развивающегося квазиэкспоненциально после достижения предела текучести. При этом естественно предположить, что предел текучести горных пород должен зависеть от давления вследствие присущего им внутреннего сухого трения. Таким образом, предполагается, что поведение горной породы характеризуется вязким  $\mu$  и сухим  $\alpha$ -трением, так что между интенсивностью напряжений сдвига  $\tau$  и интенсивностью скоростей деформаций сдвига имеется связь

$$\tau = (\tau_s - \alpha\sigma) + \mu\dot{\gamma}, \quad (3)$$

где  $\tau_s$  — предел текучести,  $\sigma$  — давление.

Бифуркация однородного течения будет возможна, если малые приращения скоростей деформаций  $\Delta\epsilon_{ij} = \Delta e_i$  не изменят скорость рассеяния энергии  $L$  в теле, что приводит к условию, аналогичному (1), в виде

$$\delta(\Delta L) = \Delta\sigma_i \delta(\Delta\epsilon_{ij}) = 0. \quad (4)$$

Согласно (4), вопрос о возможном распределении приращения скоростей перемещений  $\Delta v_i$  сводится к исследованию характера решений уравнений движения

$$E_{ijkl}(\Delta v_{k,l} + \Delta v_{l,k})_{,j} = 0, \quad (5)$$

где  $E_{ijkl}$  — матрица коэффициентов в определяющих соотношениях<sup>1</sup>

$$\Delta\sigma_{ij} = E_{ijkl}\Delta\epsilon_{kl} = \frac{1}{2}E_{ijkl}(\Delta v_{k,l} + \Delta v_{l,k}). \quad (6)$$

Анализ показал [9], что в случае однородного сдвигового течения в основном состоянии ( $v_1^0 = \gamma^0 x_2$ ,  $v_2^0 = v_3^0 = 0$ ) уравнения (5) утрачивают эллиптичность в диапазоне скоростей  $0 \leq \gamma^0 \leq \gamma^*(\alpha, \mu, \zeta_s)$ , причем  $\gamma^* = 0$  при  $\alpha = 0$ , вследствие чего становится возможным переход к смежному процессу деформирования, с которым, в частности, связаны приращения скоростей сдвига вида (рис. 4, а)

$$\Delta v_1 = \Delta\gamma \sin \pi x_2 / l, \quad \Delta v_2 = \Delta v_3 = 0, \quad (7)$$

где  $l$  — характерная длина изменчивости поля скоростей.

Появившееся возмущение скоростей, действуя достаточно долго, приведет к перестройке поля перемещений, видимым результатом которой в слоистых горных породах явится развитие складчатых структур вследствие непараллельности плоскостей течения и слоистости.

Заметим, что если медленное течение сопровождается разрушением внутренней структуры (ее деградацией), то предел текучести становится функцией скорости процесса  $\dot{\gamma}$  и характер бифуркации течения изменяется. Согласно (4), в этом случае возможно зарождение регулярной структуры из чередующихся полос ускоренного (шириной  $2a_1$ ) и замедленного (шириной  $2a_2$ ) рассеяния энергии на фоне основного сдвигового течения [2]. При этом приращение скоростей сдвига имеет кусочно-линейное распределение (рис. 4, б) и должно со временем привести к образованию резко выраженных узких полос локализации разрушения.

Поскольку разрушение внутренней структуры связано с заключительной стадией течения, то следует ожидать, что вначале реализуется бифуркация вида (7), а затем образуются полосы сдвигового разрушения. В работе [9] такое же развитие событий в зоне сдвига было установлено в результате детального исследования структур течения в образцах гранита.

Таким образом, складкообразование как возникновение чередующихся между собой синклиналильных и антиклиналильных струй-колонн (складчатых колонн) в условиях приразломного смятия — явление вполне естественное, заурядное и неизбежное. Оно вызвано неустойчивостью самого сдвигового течения в условиях катакластического реологическо-

<sup>1</sup> В рассматриваемом случае  $E_{ijkl}$  является результатом линеаризации закона (3).



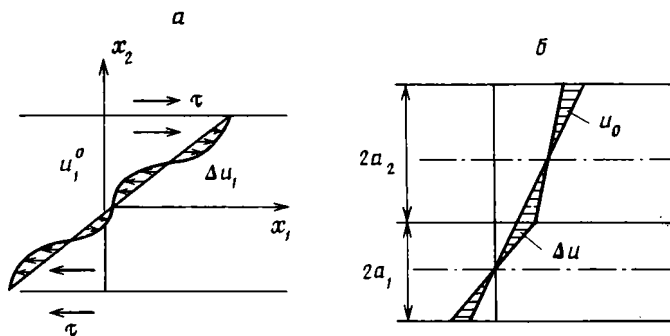


Рис. 4. Неустойчивость сдвигового течения вязкопластического тела, продуцирующая складчатость ламинарного течения (а) и зон разрушения (б)

го поведения горных пород земной коры, функционально связанного с сухим трением и влиянием гидростатического давления.

При этом, разумеется, конфигурация складок в поперечном сечении является как эпюрой приращения скоростей (за порогом устойчивости сдвигового течения) и длительности самого течения, так и свойств частных слоев, сминаемых в складки. Струйная природа придает таким складкам облик параболических [6].

Итак, складки ламинарного течения получают убедительное и вполне строгое физико-математическое истолкование.

#### ПРИРОДА ГЛАВНОЙ СТРУКТУРНОЙ ТРИАДЫ

Повсеместно фиксируемая в природе главная структурная триада — это параллельно расположенные вязкие разломы  $R$ , складки с осевыми плоскостями  $ab$  и кливаж ( $R \parallel ab \parallel S_2$ ). Сама по себе главная структурная триада (равно как и складки ламинарного течения) вплоть до последнего времени оставалась в физическом плане вне закона из-за неразработанности соответствующего физического механизма. Ниже этот пробел восполняется.

Предположим, что деформирование в приразломной зоне происходит в условиях простого сдвига. Нахождение главных удлинений и их направлений при развитом сдвиговом течении достаточно трудоемко. Для получения наглядной картины процесса деформирования в условиях простого сдвига воспользуемся геометрическим построением Кельвина, приведенным в [13]. Обратимся к слою толщиной  $h$ , верхняя плоскость которого смещается относительно основания на величину  $u$ . При этом выделенная точка  $p$  перейдет в новое положение  $p'$ , а направления главных осей совпадут с катетами прямоугольного треугольника  $Ap'B$  (рис. 5, а). Обозначив относительное смещение как  $\kappa = u/h$ , можно показать, что грани элементарного объема, которые имели до сдвига длину, равную единице, после сдвига будут иметь длины

$$\lambda_1 = \frac{1}{2} [(\kappa^2 + 4)^{1/2} + \kappa], \quad \lambda_2 = \frac{1}{2} [(\kappa^2 + 4)^{1/2} - \kappa] = 1/\lambda_1. \quad (8)$$

Степени деформации  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  связаны простыми соотношениями с углом  $\theta$  между вертикалью и повернутой осью сжатия

$$\lambda_1 = \text{ctg } \theta, \quad \text{tg } 2\theta = 2/\kappa. \quad (9)$$

Из (9) следует, что с увеличением относительного сдвига  $\kappa$  ось сжатия приближается к вертикальному положению. На рис. 5, а показана эволюция элементарного единичного объема при  $\kappa = 0; 1; 2; 3$ .

Эксперименты с упругими, пластическими и вязкими телами показывают, что при развитом простом сдвиге на границах слоя в дополнение к касательным напряжениям возникают нормальные напряжения [12]. По М. Рейнеру [12] это связано с геометрической нелинейностью, ко-

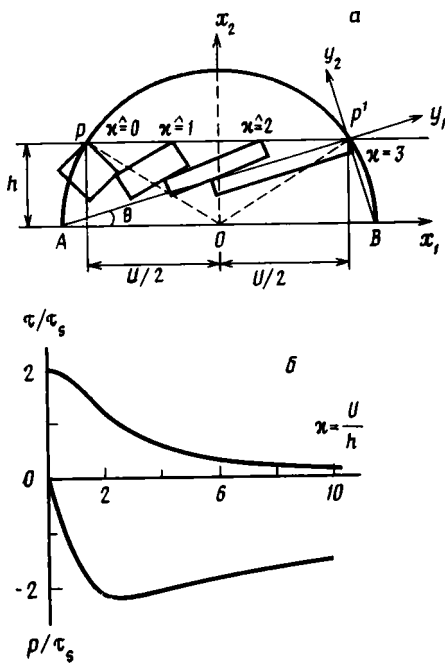


Рис. 5. Напряженно-деформированное состояние вязкопластического слоя  
 а — эволюция единичного элемента в процессе простого сдвига (геометрическое построение Кельвина); б — изменение сдвигающих и нормальных напряжений на границе слоя при постоянной скорости сдвига

торая при больших перемещениях приводит к возникновению эффектов второго порядка, вызывающих поперечное расширение слоя. Другая возможность связана с тем, что при конечных деформациях одно и то же состояние может быть достигнуто посредством разных типов нагрузки. Критерием отбора истинного пути может служить величина затрачиваемой на его осуществление работы.

Будем исходить из того, что конечное состояние простого сдвига достигается с минимальными затратами механической работы. В этом случае деформирование элементов слоя происходит в результате последовательности бесконечно малых растяжений вдоль оси  $y_1$  и сжатий вдоль оси  $y_2$  с последующими поворотами на бесконечно малые углы. При этом в каждой точке пути главные оси напряжений  $\sigma_1, \sigma_2$ , конечных собственных деформаций

$$e_1 = \ln \lambda_1, \quad e_2 = \ln \lambda_2 \quad (10)$$

и тензора скоростей деформаций

$$\dot{e}_1 = -\dot{e}_2 = \frac{1}{(\kappa^2 + 4)^{\frac{1}{2}}} \dot{\kappa} \quad (11)$$

совпадают [4]. Поэтому, полагая, как и ранее, что материал приразломной зоны является вязкопластическим, запишем

$$\sigma_1 = -\sigma_2 = \tau_s + 2\mu \frac{1}{(\kappa^2 + 4)^{\frac{1}{2}}} \dot{\kappa}. \quad (12)$$

Интересно определить сдвигающее  $\tau$  и нормальное  $P$  напряжение на границе зоны. Следует отметить, что последнее появляется как результат развитого течения, т. е. при конечных деформациях зоны.

Используя формулы преобразования напряжений при повороте координатных осей, получим

$$\frac{\tau}{\tau_s} = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2\mu\dot{\kappa}}{\tau_s} \frac{1}{(\kappa^2 + 4)^{\frac{1}{2}}} \right) \sin 2\theta, \quad (13)$$

$$\frac{P}{\tau_s} = - \left( 1 + \frac{2\mu\kappa}{\tau_s} \frac{1}{(\kappa^2 + 4)^{\frac{1}{2}}} \right) \cos 2\theta, \quad (14)$$

где  $\theta = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{2}{\kappa}$ .

На рис. 5,б построены графики  $\tau/\tau_s$  и  $P/\tau_s$  при постоянной скорости перемещения бортов приразломной зоны  $\left( \frac{2\mu\kappa}{\tau_s} = 6 \right)$ . Видно, что начиная с  $\kappa > 2$  основную роль в напряженном состоянии зоны начинает играть напряжение сжатия  $P$ , в то время как влияние сдвигающего напряжения  $\tau$  практически сходит на нет.

Именно в этом кроется двуединая физическая и как следствие — структурная сущность шовных зон: с одной стороны, это зоны скальвания, а с другой — зоны компланарного сплющивания. Следовательно, это зоны, в которых оба процесса, как скальвания, так и сплющивания, развивающиеся комплексно, соединяются в единое целое, воспринимаемое как ламинарное течение горных пород параллельно плоскости координирующего разлома.

До сих пор при исследовании сдвиговых дислокаций исследователи оперировали по существу лишь этапом зарождения разлома, когда максимальное сжимающее напряжение действительно ориентировано под углом к плоскости шва (со всеми структурными последствиями), и не рассматривали практически того, что же происходит с разломом в дальнейшем (начиная с  $\kappa = 2$  и более), когда он возник и функционирует, что, кстати, автор уже не раз подчеркивал [7 и др.].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, приразломное смятие — характерный признак разломов, если не ограничиваться частными наблюдениями, а пытаться воссоздать строение разлома в пространстве и времени (раз возникнув, разломы не исчезают и т. д.).

По степени «вязкости» на  $PT$ -основе следует различать: 1) хрупкие разломы эпизоны ( $A_y = 0, A_x = A$ ); 2) вязкие разломы мезозоны ( $A_y < A$ ); 3) идеально вязкие разломы катазоны ( $A_y = A, A_x = 0$ ).

Критерием типа разлома по степени «вязкости» может служить отношение вязкого компонента амплитуды к общей амплитуде ( $A_y/A$ ). С физической точки зрения это коэффициент трения (или сцепления) блоков. Вот почему с увеличением гидростатического сжатия  $P$  (чем определяется общая взаимная «прижатость» блоков) и температуры  $T$  (снижающей вязкость пород), т. е. в глубь земной коры, происходит смена хрупких разломов вязкими, а последних — идеально вязкими.

Иными словами, зоны приразломного смятия сверху вниз в разрезе земной коры испытывают резкое расширение (см. рис. 2).

Следует иметь в виду, что в случае мезо- и катазон речь идет не просто о разломах, а о разломах высоких порядков, тогда как разломы низших несут достаточный дискретный компонент амплитуды. Отсюда вытекает вывод чрезвычайно важного значения: геолого-структурные карты, как правило, неадекватны структуре изображаемой на них территории, поскольку львиная доля разломов мезозоны и катазоны (во многих случаях рудоконтролирующих) относится к категории скрытых трудно просматриваемых в обнажениях и трудно картируемых. Для выявления и картирования такого рода скрытых разломов (вязких и идеально вязких) эффективную помощь может оказать тектонофациальный анализ [8].

Важнейшей физической причиной складкообразования в зонах приразломного смятия является неустойчивость самого сдвигового течения в таких материальных средах, как горные породы в  $PT$ -условиях земной коры, отличающиеся катакластическим течением, функционально связанные с сухим трением и воздействием гидростатического давления.

Тем самым складки ламинарного течения впервые получают четкое и строгое физическое объяснение.

Получает также четкое физическое обоснование главная структурная триада (схема Кельвина о переориентации главного сжимающего напряжения по мере развития сдвигового течения в направлении, нормальном по отношению к плоскости шва).

#### Список литературы

1. *Гарагаш И. А.* Образование ячеистых структур в упругопластической среде с внутренним трением и дилатансией//Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. С. 59—63.
2. *Гарагаш И. А.* Вязкопластическое течение геоматериалов с внутренним сухим трением//Аннотация докладов VI Всесоюзного съезда по теоретической и прикладной механике. Ташкент: Фан, 1986. С. 78.
3. *Гарагаш И. А., Жорин В. А., Лившиц Л. Д., Николаевский В. Н.* Сверхпластическое течение материала внутри разлома//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 12—24.
4. *Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. Т. 2. 864 с.
5. *Никитин Л. В., Рыжак Е. И.* Закономерности разрушения горной породы с внутренним трением и дилатансией//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 5. С. 22—37.
6. *Паталаха Е. И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смыва. Алма-Ата: Наука, 1970. 210 с.
7. *Паталаха Е. И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 216 с.
8. *Паталаха Е. И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Наука, 1985. 180 с.
9. *Паталаха Е. И., Лукменко А. И., Дербенев В. А.* Тектонофаии мезозоны. Алма-Ата: Наука, 1987. 184 с.
10. *Райс Дж. Р.* Локализация пластической деформации//Теоретическая и прикладная механика. М.: Мир, 1976. С. 439—471.
11. *Ревуженко А. Ф., Стажевский С. Б., Шемякин Е. И.* О механизме деформирования сыпучего материала при больших сдвигах//Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1974. № 3. С. 37—43.
12. *Рейнер М.* Реология. М.: Наука, 1965. 223 с.
13. *Thomson W., Tait P.* Principles of mechanics and dynamics. Oxford, 1962. 432 p.

Институт геологических  
наук АН КазССР, Алма-Ата,  
480100

Поступила в редакцию  
3.1.1988

УДК 551.24.031 (477.6)

© 1990 г.

СОЛОВЬЕВ В. О.

**ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ФАЗ ТЕКТОГЕНЕЗА В РАЗРЕЗЕ  
КАРБОНА ДОНБАССА**

В каменноугольном разрезе Донбасса четко проявлены все основные известные каменноугольные тектонические фазы: бретонская, судетская, крушногогорская, рудногорская, леонская, астурийская, уральская. Фиксирующие их седиментационно-палеогеографические изменения позволяют уточнить их датировку, а также установить своеобразие разновозрастных преобразований в рассматриваемом регионе и на других площадях. Выполненный анализ важен для совершенствования методики изучения тектонических фаз.

Изучение тектонических фаз, несмотря на резкую и по многим позициям справедливую критику канона Г. Штилле, продолжается многими исследователями. Оно идет по пути как уточнения возраста и роли тех или иных проявлений тектогенеза в различных районах Западной Европы, на материалах которой первоначально разрабатывался канон орогенических фаз, так и выявления аналогов соответствующих фаз в других регионах. Например, на Кавказе прослеживаются практически все фазы западноевропейской шкалы, причем здесь имеется возможность уточнить возраст некоторых из них и даже дополнить ранее составленную схему. То же делается и в других районах, где выделяются тектонические фазы, эпохи и циклы с названиями канона либо коррелируемые с таковыми [4, 6—8].

Первоначально орогенические фазы устанавливались Г. Штилле и его последователями только по региональным угловым несогласиям, разделяющим соответствующие литологические комплексы — формации, серии, свиты. В дальнейшем тектонические фазы стали выделяться по вещественным изменениям (Л. Кобер, М. А. Усов, М. К. Коровин, В. П. Казаринов, А. И. Анатольева и др.); наиболее полно это направление развивалось Сибирской школой геологов. Появились представления об эпейрогеническом проявлении орогенических фаз, о седиментационных фазах, формационных несогласиях, рубежах осадконакопления, седиментационно-палеогеографических рубежах и других понятиях, которые отражали хорошо известное явление — длительное, обычно в десятки миллионов лет, однотипное осадконакопление и кратковременное региональное его изменение. Это дало возможность на основании формационного анализа выделять в геологической истории подвижных тектонических систем платформы проявление каледонского, герцинского, альпийского и других этапов, коррелировать процессы тектогенеза и осадконакопления в депрессионных зонах с развитием прилежащих геосинклинальных складчатых областей.

Несмотря на высокую региональную изученность многих тектонических фаз, методика их выделения остается недостаточно разработанной. Особую сложность вызывает датировка тектогенеза. Угловые несогласия, на основании которых обычно его устанавливают, проявлены, как правило, локально и подразумевают перерыв в осадконакоплении; «выразительность» фаз возрастает в случае его увеличения, что ведет к снижению точности определения ее возраста. Постулируемые представления о длительных, в течение многих миллионов и даже десятков миллионов лет структурных преобразованиях, не доказаны. Не отрицая длительности некоторых складкообразовательных процессов, скольжения главной складчатости в пределах одной области, существования эпох повышен-

ной тектонической подвижности, мы можем в отдельных разрезах и регионах фиксировать кратковременные, геологически мгновенные деформации, седиментационно-палеогеографические и тектономагматические изменения, для которых может быть доказана глобальность проявления [11, 12].

Донецкое складчатое сооружение, развивавшееся в течение позднего палеозоя по типу геосинклинали, является в определенной степени уникальной депрессионной тектонической структурой, зафиксировавшей в своем разрезе как все местные события, так и преобразования в прилежащих областях сноса. Каменноугольная его часть благодаря стратиграфической полноте и высокой палеонтологической изученности часто предлагается в качестве эталона этой системы [1, 9]. Поэтому анализ историко-геологического развития Донбасса и прилегающей части Днепровско-Донецкой впадины позволяет установить аналогии и уточнить возраст хорошо известных в Западной Европе тектонических фаз, которые в большинстве случаев не имеют точной датировки. Кроме вещественных изменений разреза целесообразно использовать также данные о характере терригенной фракции песчаников карбона, фиксирующие структурно-палеогеографические перестройки в областях сноса [2]. Предлагаемые исследования важны и с методической точки зрения: они показывают возможность выделения точно датированных региональных проявлений тектогенеза, межрегиональная корреляция которых позволит подойти к решению проблемы планетарной одновозрастности тектонических движений.

В каменноугольном разрезе Донбасса можно выделить следующие стратиграфические и возрастные уровни точно датированных вещественных и структурно-палеогеографических преобразований; на границе девона и карбона, в верхнем визе, в нижней части верхнего карбона и в верхней его части. Ряд качественно отличающихся изменений фиксируется в серпуховско-среднекаменноугольном интервале. Менее точно можно датировать проявление тектогенеза в среднем девоне (предположительно тельбесская фаза, с которой начинаются прогибание и осадконакопление в Припятско-Днепровско-Донецком прогибе) и середине перми, которое принято называть заальской фазой и с которым следует связывать начало среднепермского седиментационного перерыва и, вероятно, соляной диапиризм.

Терригенный средний — верхний девон, известный на юго-восточной окраине Донбасса, перекрывается таким же по мощности карбонатным турне — визе. Сходный тип вещественных изменений фиксируется в Днепровско-Донецкой впадине. Кратковременный седиментационный перерыв на границе периодов может свидетельствовать о малоамплитудных сводовых воздыманиях, с которыми совпадает структурно-палеогеографическая перестройка в областях сноса и как результат этого — почти полное прекращение поступления терригенного материала в прогиб Большого Донбасса. Тектогенез на границе девона и карбона в Западной Европе выделяется в качестве бретонской фазы. Аналогично эта тектоническая фаза выражена в угольных бассейнах Южной Англии, в Северных Гималаях и ряде других депрессионных систем. Интересно, что даже в Бретани — месте ее выделения — фаза проявлена вещественными изменениями, а не складкообразованием, как большинство других подразделений канона Штилле [10]. В то же время во многих районах Западной Европы верхи девона и нижняя часть нижнего карбона представлены литологически сходными отложениями.

Наиболее значительные формационные и режимно-тектонические изменения произошли в позднем визе между зонами  $C_1^{\gamma f}$  и  $C_1^{\gamma g}$ , или свитами  $C_1^1(A)$  и  $C_1^2(B)$ . Умеренные опускания и формирование однотипного карбонатного разреза сменяются резкими прогибаниями и накоплением терригенных угленосных образований флишоидного типа. Многие исследователи предполагают, что именно с этого возрастного уровня начинается геосинклинальное развитие Донбасса. Темпы среднепозднекаменноугольных опусканий возрастают более чем на порядок по сравнению с

девонско-раннекаменноугольным временем. В пределах Днепровско-Донецкой впадины в прогибания вовлекаются прилежащие склоны, что в ряде случаев позволяет обосновывать угловое или структурное несогласие. Возраст данных преобразований определяется как граница веневского и михайловского времени (горизонтов) позднего визе.

Синхронные и однотипные вещественные изменения устанавливаются в угольных бассейнах Западной Европы, Англии, Северной Америки, в пределах Верхояно-Чукотской области. Соответствующий седиментационно-палеогеографический рубеж располагается в основании сланцев Боулэнд Южной Англии, сланцев Шоке франко-бельгийских бассейнов, малиновицких слоев Силезско-Краковской возвышенности, сланцев Честер в Америке. Предположительно одновозрастные поздневизейские преобразования фиксируются в Карнийских Альпах (начало формирования флиша Хохвипфель), Алтае-Саянской области (основание балахонской серии Кузбасса), в Тунгусской синеклизе, где соответствуют основанию тушамского горизонта, в основании фалабигайского горизонта Таймыра. Существенно карбонатные отложения во всех этих случаях сменяются на одном и том же возрастном уровне преимущественно терригенными. Синхронные, но противоположные по своему геологическому смыслу изменения известны в Японии, Южном Китае, мезозоидах Индокитая, где терригенный средний палеозой сменяется карбонатным верхним (основание серий Онимару, Бак Сон и др.). Все это свидетельствует о глобальном характере одновозрастной перестройки, однотипного формационного несогласия, фиксируемого во всех основных регионах Евразии и других материков.

В герцинидах Западной Европы наиболее существенные структурные, седиментационно-палеогеографические и тектономагматические преобразования данного возраста связываются обычно с судетской тектонической фазой. Преимущественно флишевый режим сменяется с этого времени молассовым. Инверсия эндогенного режима проявилась в появлении многочисленных гранитоидов, а затем — развитии субсеквентного вулканизма. Тектонический смысл этого возрастного уровня трактуется обычно как переход от раннегерцинской, или собственно геосинклинальной, к позднегерцинской орогенной стадии развития.

В схемах Г. Штилле, С. Бубнова и других исследователей судетская тектоническая фаза помещается между визе и намюром. Однако точный возраст судетской складчатости, рассматриваемой обычно в качестве главной в герцинидах, ни в одном из районов Западной Европы не установлен; многие исследователи считают ее поздневизейской (М. Г. Руттен, Н. Ф. Балуховский, Л. С. Либрович и др.). В таком случае судетскую тектоническую фазу вполне логично отождествлять с крупнейшими вещественными изменениями донецкого разреза между зонами  $S_1^{\gamma}$  и  $S_1^{\gamma g}$ , которые отражают глобальную перестройку, проявившуюся в данном случае как в областях сноса (смена состава отложений), так и в самом Донбассе, где начинаются активные прогибания.

Отражением судетской тектонической фазы можно считать также хорошо известную «большую брекчию» Динантского синклиория, Брабантского массива и других районов Западной Европы; с ее проявления начинается формирование существенно алевропелитовых пород в угольных бассейнах Южной Англии, Франции, Силезии. Возрастным аналогом данной фазы может быть поздневизейская складчатость Сидзу в Японии, также совпадающая с резкими вещественными изменениями разреза и структурно-палеогеографической перестройкой (начало этапа «море Онимару» или стадии Микабу по Т. Кимура). В складчатых системах Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области судетская тектоническая фаза условно может коррелироваться с саурской фазой визейского возраста, являющейся одной из важнейших в палеозойской геологической истории и имеющей хорошее радиологическое определение в  $325 \pm 2$  млн. лет. На других материках с рассматриваемым тектогенезом может сопоставляться орогенез Борхгревинк в Антарктиде, каним-бланский орогенез Австралии, чаникская орогенезия Анд, элсмирский оро-

генез Канадского арктического архипелага, фаза Карибу Скалистых гор и Восточных Кордильер.

Через некоторое время после рассмотренной поздневизейской структурно-палеогеографической и тектономагматической перестройки в начале серпуховского века происходит глобальная регрессия. Предполагают, что в Западной Европе она произошла между динантом и силезием, а в Северной Америке — между миссисипием и пенсильвaniem. В донецком разрезе такое же явление фиксируется началом формирования зоны  $C_1^a$ , или свиты  $C_1^3$ . Накопление достаточно мощных (до 1150 м) преимущественно алевролитовых пород верхов виле сменяется седиментацией, при которой в отложениях широко развиты грубозернистые аркозовые псаммиты и даже мелкогалечные конгломераты. В терригенной фракции Донбасса характерно появление с этого возрастного уровня грауваккового материала [2]. Возрастным аналогом данного явления может быть начавшееся формирование жерновых песчаников в Южной Англии, анденских песчаников в пределах франкобельгийских бассейнов.

Более молодым, чем судетский тектогенез, в схеме С. Бубнова считаются движения Рудных гор, получившие впоследствии наименование рудногорской фазы; они предполагаются между намюром и вестфалом. Поэтому с регрессией начала серпуховского века условно можно коррелировать крушногогорскую тектоническую фазу намюрского возраста, приводимую в схеме М. Гошека и Я. Стреды [3]. Донецкий разрез позволяет четко обособить это событие от судетской структурно-палеогеографической перестройки.

Непосредственно между серпуховским и башкирским ярусами в Донбассе вещественный состав разреза не изменяется. Новое появление грубообломочных пород, аналогичное раннесерпуховскому, фиксируется в середине башкирского яруса на границе зон  $C_2^b$  и  $C_2^c$ , или в основании свиты  $C_2^3$ . В песчаниках это выражено резким возрастанием аркозового компонента, а также суммы полимиктового материала. Данный возрастной уровень располагается несколько выше намюр-вестфальской границы: в середине вестфала А. Вероятно, именно за данным событием целесообразно оставить название «рудногорская фаза», подчеркивая при этом сходство ее проявления с крушногогорской.

Повышенное содержание мощных грубозернистых песчаников фиксируется также в течение времени формирования зоны  $C_2^m$ , или свиты  $C_2^7$ . В песчаниках верхней части московского яруса почти вдвое возрастает сумма полимиктовой фракции по сравнению с нижнемосковскими отложениями. Данный импульс воздыманий может коррелироваться с леонской тектонической фазой Западной Европы, для которой принят московский возраст. Он также обнаруживает сходство с серпуховско-башкирскими: на фоне преимущественных прогибаний одного и того же темпа в областях сноса проявлены кратковременные воздымания, не изменившие существенно структурно-палеогеографический план и условия осадконакопления.

Более значительными в Донбассе следует считать преобразования в первой трети позднего карбона. Для зоны  $C_3^b$ , или верхней части свиты  $C_3^4$ , начиная с известняка  $O_1$ , характерно появление мощных песчаников и известняков, увеличение суммы полимиктовых образований, главным образом за счет граувакковой фракции. Из разреза почти полностью исчезают угли, начинают резко преобладать континентальные фации, возрастают их изменчивость и многообразие. Структурные изменения сводятся к сокращению площадей осадконакопления — начинается частичная инверсия режимов в пределах Донецкой геосинклинали. Тектогенез, начавший эту перестройку, следует коррелировать с астурийской фазой. Она хорошо датирована и проявлена в Западной Европе, имея примерно то же выражение, что и в Донбассе. С этого времени начинается снижение темпов прогибания и седиментации в большинстве депрессионных структур материка, убывает дифференцированность тектонических движений [13]. Из-за начала обширных воздыманий и седиментационных



Тектоническая фаза	Возраст	Характер проявления
Уральская	Граница араукаритового и картамышского времени	Изменение общего плана осадконакопления, источник сноса, начало раннепермского лагунно-континентального развития.
Астурийская	Граница зон $C_3a$ и $C_3b$ (середина касимовского века)	Начало инверсионного развития: сокращение седиментационных площадей, преобладание континентальных фаций, аридизация климата, возрастание мощности терригенных пород, почти полное исчезновение углей, увеличение полимиктовой фракции в песчаниках.
Леонская	Граница зон $C_2^m$ и $C_2^c$ (каширского и подольского времени)	Кратковременные региональные воздымания, обусловившие возрастание количества грубых терригенных пород в разрезе и полимиктовой фракции в песчаниках.
Рудногорская	Граница зон $C_2^b$ и $C_2^c$ (вестфал А, черемшанское время)	То же
Крушногорская	Граница зон $C_1^h$ и $C_1^a$ (визе и серпухова)	»
Судетская	Граница зон $C_1^f$ и $C_1^g$ (михайловского и веньевского времени)	Региональная и, вероятно, глобальная структурно-палеогеографическая перестройка, обусловившая резкое формационное несогласие (мощный терригенный комплекс сменяет карбонатный) и начало активных прогибаний.
Бретонская	Граница девона и карбона	Кратковременные воздымания, седиментационный перерыв, структурно-палеогеографическая перестройка в областях сноса.

перерывов астурийская и леонская тектоническая фазы далеко не во всех регионах могут уверенно обособляться и датироваться.

Смена палеогеографических и седиментационных режимов происходит также на границе каменноугольного и пермского периодов. Картамышская свита северо-западной окраины Донбасса, относимая обычно к перми, представлена континентальными красноцветными породами. В составе песчаников происходит новое возрастание суммы полимиктовой фракции. Осадконакопление с этого времени почти полностью перемещается в пределы Днепровско-Донецкой впадины. И. Ю. Лапкин [5] в конце карбона предполагает региональный седиментационный (стратиграфический) перерыв. Поскольку с позднего карбона начинаются восходящие движения в большинстве районов Западной Европы, складчатость и фаза тектогенеза на границе карбона и перми в схемах Г. Штилле, С. Бубнова, Г. Муравски, М. Г. Руттена отсутствует; позднее она получила наименование уральской.

Прогиб Большого Донбасса, включающий Донецкое складчатое сооружение и Днепровско-Донецкую впадину, представляет собой область почти непрерывного позднепалеозойского и мезо-кайнозойского прогибания. Однако середина перми характеризуется здесь прекращением седиментации. При таких условиях фиксировать в прогибе хорошо известную в Западной Европе заальскую тектоническую фазу и тем более уточнять ее возраст не представляется возможным. Можно лишь подтвердить повышение тектонической подвижности в середине перми, которая проявилась в одних тектонических системах возрастанием мощностей, а в других, в том числе в Большом Донбассе, — сравнительно кратковременными воздыманиями.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. В каменноугольном разрезе Донбасса четко проявлены практически все известные тектонические фазы этого времени: бретонская, судет-

ская, крушногогорская, рудногогорская, леонская, астурийская, уральская. Нет возможности установить лишь турнейскую, известную в Тянь-Шане под названием чаткальской [7].

2. Форма проявления изученных в Донбассе фаз различна; эти данные сведены в таблицу. Так, судетский тектогенез знаменует резкую перестройку структурно-палеогеографического плана в областях сноса и тектонического режима в седиментационном бассейне, астурийский — снижение тектонической подвижности, а тельбесский и заальский — ее возрастание. Бретонская, крушногогорская, рудногогорская, леонская, уральская тектонические фазы отражают кратковременную регрессию, сопровождаемую воздыманиями и иногда изменением фаціальных обстановок.

3. Большинство изученных тектонических фаз характеризуется сходным проявлением во многих других регионах, что подчеркивает своеобразие разновозрастного тектогенеза.

4. Проведенные исследования позволяют не только уточнить возраст большинства перечисленных фаз, но и дать иную, более точную трактовку этого понятия. Тектонической фазой следует считать не просто кратковременную активизацию складкообразования, зафиксированную угловым несогласием, как это первоначально предполагалось Г. Штилле, а комплекс обусловленных тектогенезом разнообразных и взаимосвязанных историко-геологических преобразований, структурных перестроек, которые находят отражение в литолого-стратиграфическом разрезе депрессионных зон (угловые и формационные несогласия, вещественные изменения, иногда смена скорости осадконакопления или иной его структурный план).

#### Список литературы

1. Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Е., Василук Н. П. и др. Разрез карбона Донбасса как эталонный разрез каменноугольной системы//Т. 1. Общие проблемы стратиграфии каменноугольных отложений//Тр. 8-го Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. М., 1975. М.: Наука, 1978. С. 158—169.
2. Борисенко Ю. А. Количественные взаимоотношения составных частей обломочных пород верхнего палеозоя Донбасса//Вестн. Харьков. ун-та. Геология и география. 1979. Вып. 10. № 184. С. 6—10.
3. Гошек М., Стреда Я. Влияние фаз варисской складчатости на развитие осадконакопления и углеобразования в чешской части Интрасудетского бассейна. Угленосные формации//Тр. 8-го Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. М., 1975. М.: Наука, 1979. Т. 5. С. 86—89.
4. Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
5. Лапкин И. Ю. О скрытом перерыве между отложениями карбона и перми в Донецком бассейне//Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 3. С. 666—668.
6. Лапкин И. Ю., Соловьев В. О., Стерлин Б. П., Томашунас Э. В. Тектонические фазы Припятско-Днепроовско-Донецкого прогиба//Вопросы развития газовой промышленности УССР. Тр. УкрНИИГАЗа. М.: Недра, 1972. Вып. 4. С. 22—32.
7. Материалы по тектонической терминологии. Ч. 2. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 116 с.
8. Нагибина М. С., Антипин В. С., Гатинский Ю. Г. и др. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии//Геотектоника. 1981. № 6. С. 77—91.
9. Основные черты стратиграфии карбона СССР. Л.: Недра, 1975. 335 с.
10. Рутген М. Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
11. Соловьев В. О. Визейский седиментационно-палеогеографический рубеж в Восточной Азии//Геология и геофизика. 1984. № 11. С. 28—34.
12. Соловьев В. О. Тектоно-магматические рубежи//Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 5. С. 1178—1181.
13. Соловьев В. О., Жук Н. М., Мансуров А. Н. Опыт количественной характеристики тектонических преобразований позднего палеозоя — триаса//Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 2. С. 3—8.

УДК 551.24 : 550.838.5 (571.6)

© 1990 г.

ДИДЕНКО А. Н., ПЕЧЕРСКИЙ Д. М., СТАВСКИЙ А. П.,  
ТУРМАНИДЗЕ Т. Л., ФЕДОРОВ С. В.**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОФИОЛИТОВ ЯГЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА  
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

В результате комплексных геологических и палеомагнитных исследований Ягельного офиолитового комплекса Майницкой тектонической зоны Корякии ( $\varphi=63^{\circ}15'$  с. ш.,  $\lambda=175^{\circ}15'$  в. д.) установлено: формирование офиолитов происходило на  $30^{\circ}$  с. ш. в обстановке зарождающейся островной дуги северо-северо-восточного простирания; средняя скорость дрейфа офиолитов по отношению к Евразии составляла  $7$  см/год; абсолютная величина их перемещения по земной сфере с момента образования до столкновения с Евразией составляет  $6-7$  тыс. км.

**ВВЕДЕНИЕ**

Геологические исследования последних лет убедительно показывали, что Корякское нагорье имеет аккреционную природу [1, 10—13] и в этом отношении сходно с такими регионами, как Южная Аляска и Кордильеры Северной Америки [18]. В пределах Корякского нагорья широко распространены чужеродные офиолитовые, вулканогенно-осадочные и олистостромовые комплексы, которые интерпретируются как образования срединно-океанических хребтов, островных дуг, окраинных морей и глубоководных желобов. Масштаб горизонтальных перемещений этих отдельных блоков Корякии (террейнов) по земной сфере оценивается разными исследователями по-разному [10, 12, 13 и др.]. В связи со сказанным становится очевидной необходимость проведения в регионе палеомагнитных исследований, особенно в пределах блоков офиолитов.

Объектом настоящих палеомагнитных исследований являлись офиолитовые и вулканогенно-осадочные образования, развитые в центральной части Майницкой тектонической зоны.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА**

В строении Майницкой тектонической зоны принимают участие три крупных вещественно-структурных комплекса (рис. 1). Северную его часть занимают вулканогенные и вулканогенно-терригенные толщи тополевого комплекса, характеризующиеся рядом специфических черт, которые свидетельствуют об их образовании в осевой части энсиматической островной дуги позднеюрско-раннемелового возраста (точки отбора обр. ЯО 1—4, см. рис. 2). В южной части зоны широко развиты синхронные им олистостромовые и микститовые толщи эльгеваямского комплекса, сходные с аналогичными образованиями внешних склонов островных дуг. Топелевский и эльгеваямский комплексы разделены полосой Ягельного серпентинитового меланжа, который состоит из серпентинитов матрикса, включающего глыбы, блоки и крупные массивы гипербазитов, габброидов, диабазов и базальтов. Детальное изучение состава магматических пород меланжа и их соотношений позволяет говорить о наличии здесь полного офиолитового разреза.

Породы плутонической части офиолитового разреза представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, плагиоклазсодержащими лерцолитами, оливиновыми и пироксеными габбро. Для гипербазитов характерна грубая ( $5-10$  м), для габброидов — тонкая ( $0,5-$

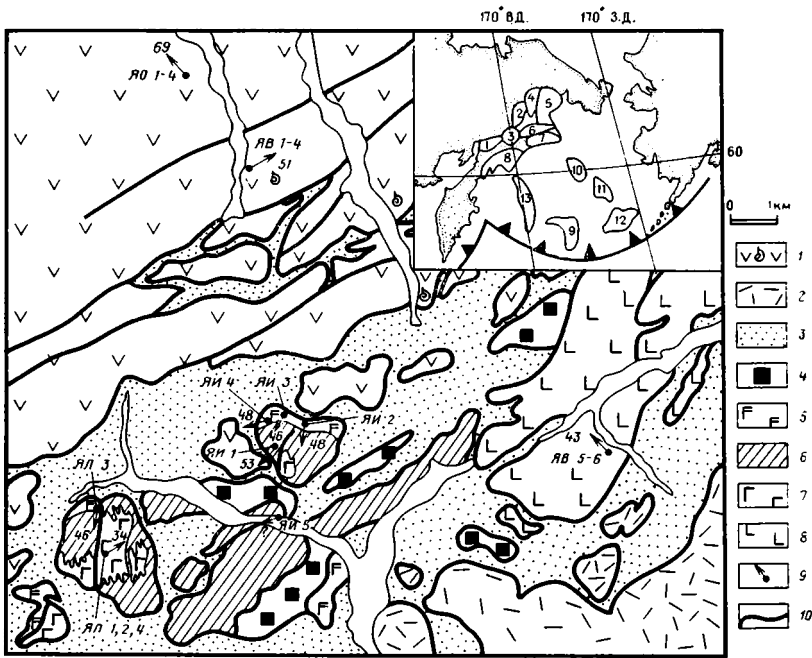


Рис. 1. Геологическая схема района Ягельного меланжа Майницкой зоны  
 1 — вулканогенно-осадочные образования тополевогo комплекса ( $J_3-K_1$ ) и места нахождение радиоларий; 2 — туфо-граувакковые микститы эльзеваямского комплекса ( $J_3-K_1$ ); 3 — серпентинитовый матрикс Ягельного меланжа; 4—7 — Ягельный офиолитовый комплекс: 4 — гипербазиты, 5 — габброиды, 6 — диабазы параллельных даек, 7 — базальты; 8 — ферротитановые базальты руч. Виртуоз; 9 — направление палеомагнитного вектора (стрелка — склонение, цифра — наклонение); 10 — линии тектонических контактов.

На врезке показано расположение террейнов в Анадырско-Корякском регионе и акватории Берингова моря. Террейны: 1 — Пенжинский, 2 — Усть-Бельский, 3 — Ваежский, 4 — Пекульнейский, 5 — Канчаланский, 6 — Майницкий, 7 — Хатырский, 8 — Олюторский, 9 — хр. Бауэрса, 10 — Наваринский, 11 — Прибылова, 12 — Умнак, 13 — хр. Ширшова

50 см) полосчатость и наличие кумулятивных структур с ассоциацией кумулюса хромшпинелид — оливин — ортопироксен и посткумулюса клинопироксен ± плагиоклаз. Габброиды, слагающие верхнюю часть разреза кумулятов, отличаются низким содержанием железа, титана и на петрохимических диаграммах частично попадают в поле океанических габброидов, а частично в низкожелезистую область поля островодужных габброидов Филиппинского моря [4, 5, 16]. В районе высоты 836,4 м (см. рис. 1, обр. ЯИ 2—4) описан наиболее полный в районе разрез габброидов, который находится, по всей вероятности, в перевернутом залегании. Гипсометрически наиболее высокая часть разреза интродуцирована дайками, количество которых резко увеличивается к подножью склона.

Наиболее представительный разрез комплекса параллельных даек описан в левом борту р. Ягельной (см. рис. 1, ЯИ 1, 5). Мощность даек здесь 0,1—1,5 м, чаще 0,7—0,8 м, они вплотную примыкают друг к другу и в 75% случаев имеют одностороннюю, обычно западную закалку. Состав их колеблется от пикрит-диабазов до диабазов и конга-диабазов, характерны повышенные содержания хрома, никеля, магния, пониженные — титана, калия, алюминия, V-образный спектр распределения РЗЭ, что делает их чрезвычайно сходными с породами бонинитового ряда [5].

Самый мощный, ~500 м, разрез базальтов вскрывается на склонах горы Камень (см. рис. 1, обр. ЯЛ 1—4). Наиболее распространены здесь потоки и sillы массивных базальтов, значительно реже встречаются пиллоу-лавы. Многочисленные мелкие (до первых сотен метров) блоки базальтов залегают среди рассланцованных серпентинитов в долинах реки Ягельная и ручья Виртуоз. Состав базальтов Ягельного меланжа геохимически неоднороден [5]. Пиллоу-лавы, слагающие изолированный

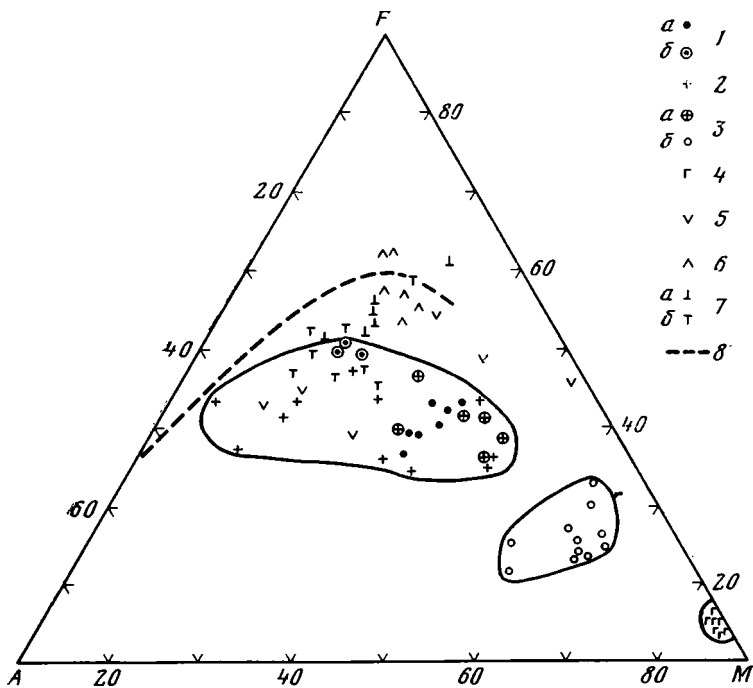


Рис. 2. Диаграмма *AFM* офиолитов Ягельного меланжа  
 1 — пиллоу-базальты горы Камень (а — обр. ЯЛ 3, б — обр. ЯЛ 1, 2, 4);  
 2 — диабазы дайкового комплекса (обр. ЯИ 5); 3 — диабазы из даек в  
 габбро (а) и габбро (б), обр. ЯИ 1—4; 4 — серпентинизированные гипер-  
 базиты; 5 — базальты из потоков и силлов (обр. ЯВ 1—4); 6 — пиллоу-  
 базальты (обр. ЯВ 5, 6); 7 — массивные потоки базальтов (а, обр. ЯЛ 1,  
 2, 4), диабазы и габбро-диабазы расслоенного силла (б, обр. ЯЛ 4); 8 —  
 линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий

блок в подножье горы Камень (обр. ЯЛ. 1, 2, 4, рис. 2), характеризуются умеренными содержаниями титана и весьма низкими — калия. Коэффициент железистости равен 62—66. Заметно повышено содержание натрия, при этом явных следов альбитизации нет. В 3—4 км к юго-востоку от горы Камень расположена еще одна группа блоков, сложенных толеитовыми базальтами, попадающими в поле океанических пород на всех дискриминантных диаграммах. Анализ РЗЭ подтверждает сходство этих базальтов с толеитами СОХ.

Основная масса базальтов горы Камень отличается пониженными содержаниями титана, хрома, никеля, низкой железистостью. При повышении содержания  $\text{SiO}_2$  до 55% происходит одновременный рост содержания  $\text{MgO}$ , что намечает некоторую бонинитовую тенденцию. В лавах, перекрывающих дайки в районе высоты 836,4 м, эта тенденция проявлена еще отчетливее. Здесь на уровне перехода от даек к эффузивам встречаются базальты и андезито-базальты с высокими содержаниями кремнезема и  $\text{MgO}$ , низкими — титана и калия. Для них характерно сочетание структур, обычных в диабазах как даек, так и лав. Возможно, здесь мы имеем дело с породами, возникшими в точке перехода от подводящего канала к лавовому потоку. У северо-восточного подножья горы Камень обнаружен андезито-базальт, по химическому составу совершенно идентичный бонинитам островов Бонин и Марианского желоба и сходный с высокомагнезиальными лавами на высоте 836,4 м. Уровень концентрации и характер распределения РЗЭ, в частности обеднение ЛРЗЭ, указывают на островодужную природу этого андезито-базальта.

Петрохимически изолированную от офиолитов группу образуют пиллоу-базальты, слагающие крупный блок среди серпентинитов в бассейне руч. Виртуоз (см. рис. 2, ЯВ 5, 6). Характерной их особенностью является одновременный быстрый рост содержания титана и железа, калия и

фосфора, вплоть до формирования типичных ферротитановых базальтов океанических островов [5].

Новые петрохимические данные, полученные авторами (анализы выполнены в лаборатории «Укрчерметгеология» г. Керчь), подтверждают наличие в районе трех геохимически различных базальтовых серий (рис. 2, 3). Прimitивные толеитовые базальты типа СОХ слагают отдельные блоки в Ягельном меланже. Сильно дифференцированные ферротитановые толеиты типа базальтов океанических островов слагают крупные

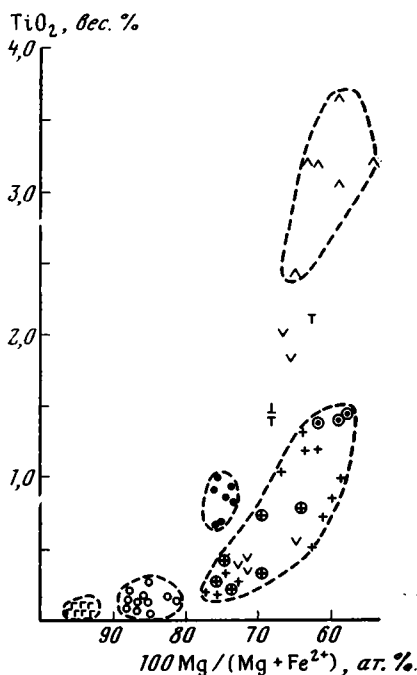


Рис. 3. Зависимость содержания  $TiO_2$  от  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  в породах Ягельного меланжа

Условные обозначения см. на рис. 2

блоки в бассейне руч. Виртуоз. Большая часть проанализированных пород офиолитов относится к примитивной бонинитовой серии, формирующейся на самых начальных стадиях заложения и развития энсиматических островных дуг. По мнению многих исследователей [5, 4], бонинитовая тенденция эволюции расплава в офиолитах начинает проявляться сразу после заложения зоны субдукции внутри окраинного моря, образовавшегося в результате рассеянного спрединга.

Возраст офиолитов и ферротитановых базальтов Ягельного меланжа точно не установлен. На основании косвенных данных мы считаем, что заложение зоны субдукции и выплавление бонинитовых магм началось на рубеже средней и поздней юры, т. е. примерно 160—170 млн. лет. назад. В пользу этого предположения можно предложить следующие аргументы. В вулканогенно-осадочных образованиях тополевого комплекса, в полосе, непосредственно примыкающей к меланжу, нами выделены 16 представительных комплексов радиоларий [11].

В одном образце радиоларии имеют келловей-оксфордский возраст, в 12 — киммеридж-титонский и в 3 — берриас-готеривский (определения Н. Ю. Брагина). А поскольку в лавах тополевого комплекса значительный объем занимают типичные маринит-бониниты, естественно их объединить с офиолитами в единую магматическую серию. Однако в последнее время, согласно устным сообщениям С. Д. Соколова, В. С. Вишневской, А. И. Дворянкина, здесь появились находки триасовых, ранне- и среднеюрских форм радиоларий. До проведения специальных исследований наше предположение о возрасте Ягельных офиолитов не может считаться надежным.

Состав титаномагнетитов, определенный на электронном микронзонде «Сатехах» (табл. 1), также отражает геодинамическую обстановку образования пород: например, такие крайние ситуации, как магматизм срединно-океанического типа, протекающий в условиях относительно пониженной летучести кислорода, и магматизм островодужного типа, протекающий в условиях относительного повышения летучести кислорода [7, 9]. Для каждого из них отмечаются специфические особенности распределения главных компонентов магнитных минералов титана и железа: для магматических пород типа СОХ — высокое отношение  $TiO_2/FeO^*$  в породе ( $>0,1$ ) и в титаномагнетитах ( $>0,28$ ), однородность состава зерен титаномагнетитов, обогащенность титаном более поздних их генераций, что характерно для закрытых систем; для пород островодужного типа — низкое отношение  $TiO_2/FeO^*$  в породе ( $\leq 0,1$ ), широкие вари-

Состав титаномагнетитов из базитов Ягельного меланжа по данным электронного микронзондирования, мас. %

Точки отбора образцов	Порода	n	Размер зерен, мкм	TiO <sub>2</sub>	FeO*	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Характеристика зерен
ЯЛ 1, 2, 4	Базальты	7	2—4	4,3	69,7	2,5	2,3	Округлые (вторичные)
				1,6—7,3	61,5—86,5	1,3—3,9	1,5—2,6	
	»	6	10—20	12,9	75,8	0,7	1,0	Скелетные (первичные)
				12,4—13,8	72,9—82,6	0,1—1,5	0,7—1,5	
ЯВ 5, 6	Пиллоу-базальты	22	5—10	16,1	77,6	Н. о.	1,5	То же
				15,1—18,6	69,2—87,5		0,8—2,0	
ЯИ 1—5	Диабазы даек	6	5—15	0,7	93,3	1,7	1,5	Явно вторичные
				0,5—0,9	91,7—96,1	0,6—3,0	1,3—3,1	
	»	8	20—40	9,5	74,1	6,3	2,9	Разъедены силикатами
				4,4—12,7	60,0—82,5	2,3—10,6	2,5—3,5	
	»	19	60—80]	15,8	72,9	3,9	1,5	Идиоморфные, распавшиеся
				12,9—18,7	62,9—81,9	0,2—9,0	1,3—1,8	
ЯИ 2—4	Габбро	6	1—2×20—30	0,8	91,9	3,0	Н. о.	«Иглы» (продукт распада)
				0,4—1,4	91,2—93,2	2,0—5,9		
	»	11	100—150	3,5	90,3	0,7	1,3	Округлые, с распадом
				2,2—5,7	84,5—99,1	0,0—5,6	1,1—2,0	
	»	23	500—3000	10,9	78,2	3,3	1,9	Идиоморфные (первичные), со структурами распада
				8,3—14,1	66,3—86,4	0,7—14,5	1,0—3,5	

Примечание. n — количество исследованных зерен титаномагнетита; средние арифметические содержания указаны в числителе, в знаменателе — крайние значения выборки; FeO\* — суммарное содержание железа в закисной форме; Н. о. — элемент не обнаружен.

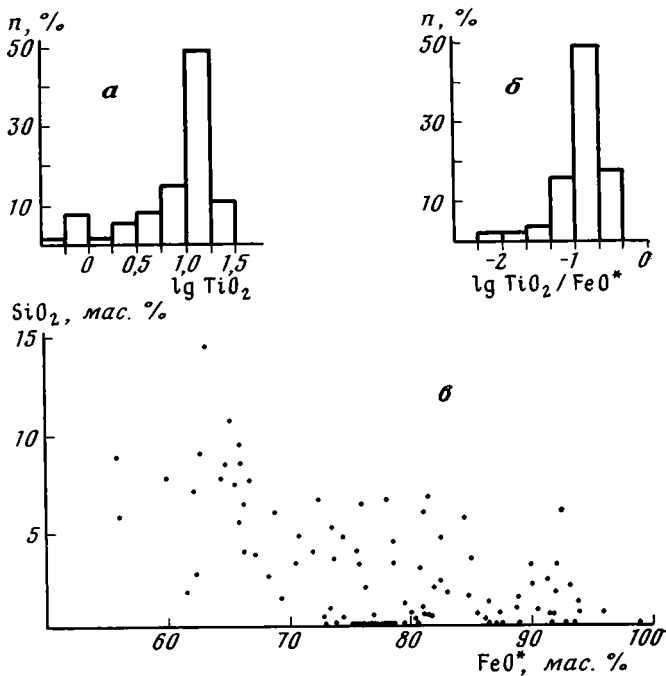


Рис. 4. Поведение титана, железа и кремния в титаномагнетитах из офиолитов Ягельного меланжа  
 а — гистограмма распределения  $\text{TiO}_2$ , б — гистограмма распределения  $\text{TiO}_2 / \text{FeO}^*$ , в — связь содержаний  $\text{FeO}^*$  и  $\text{SiO}_2$

ции состава зерен титаномагнетитов, падение отношения  $\text{TiO}_2 / \text{FeO}^*$  от близких к 0,3 в ранних генерациях до 0,05 и менее в поздних генерациях (тогда как в породе оно растет), что характерно для открытых систем [7, 9]. Микронзондовый анализ титаномагнетитов в офиолитах Ягельного меланжа показывает, что они ближе к островодужному типу и не похожи на базальты срединно-океанического типа даже в случае обогащенных титаном пиллоу-лав горы Виртуоз (см. табл. 1, обр. ЯВ 5, 6): широко варьируют средние содержания титана, при этом существенно падает  $\text{TiO}_2 / \text{FeO}^*$  от 0,21—0,22 у ранних генераций относительно крупных зерен титаномагнетита до 0,06—0,04 и менее у поздних генераций мелких зерен (рис. 4, а, б). Во всех случаях содержание титана в титаномагнетитах не является типичным для обстановок СОХ [7, 9]. Однако по более высоким средним величинам  $\text{TiO}_2 / \text{FeO}^*$  в породах и титаномагнетитах, по пониженному содержанию в последних алюминия офиолиты Ягельного меланжа несколько отличаются и от «классических» вулканитов островодужного типа.

Воспользуемся электронно-микроскопическими и микронзондовыми данными для оценки состояния главных носителей естественной остаточной намагниченности офиолитов Ягельного меланжа. Выше характеризовались средние составы титаномагнетитов, определенные большим зондом, осредняющим неоднородности внутри зерен. Фактически все относительно крупные зерна титаномагнетитов распавшиеся (гетерофазное окисление). В некоторых зернах в диабазах (дайки) продукты распада достаточно крупные для измерения их состава зондом диаметром  $\sim 1$  мкм. Ламелли ильменита шириной более 2 мкм имеют  $\text{TiO}_2 / \text{FeO}^*$  0,84—0,89, а матрица между ними —  $\sim 0,04$ . По диаграмме Линдсли [17] определены условия такого распада:  $T \approx 750^\circ \text{C}$ ,  $f_{\text{O}_2} \approx 10^{-13,5}$  атм, что очень близко линии равновесия сфен — титаномагнетит [15]; конечный продукт распада магнетит фиксируется как зондом, так и термомагнитным анализом (табл. 2). Очень часто гетерофазные изменения титаномагнетита сопровождаются разъеданием и замещением зерен, особенно ламелл ильменита в них, силикатами с образованием в первую очередь сфена.



Таблица 2

## Петромагнитные свойства магматических пород Ягельного меланжа

Участок, порода	$n$	$I_n \cdot 10^3$ , А/м	$I_{nt}/I_{no} \times 10^2$	$Q_n$	$I_s$ , А м <sup>3</sup> /кг	$I_{rs}/I_s \times 10^2$	$H_{cr}$ , Э	$T_c$ , °С	$I_{st}/I_{so} \times 10^2$
ЯВ 1—4, базальты лав, силлов	14	454±244	60±11	0,9±0,6	1,1±0,6	9±7	355±127	605±15	105±21
ЯВ 5, 6, базальты пиллоу-лав	12	2092±622	47±7	0,8±0,4	3,6±0,7	7±3	215±32	565±15	89±4
ЯЛ 1, 2, 4, массивные базальты	16	493±175	12±4	0,3±0,1	2,2±0,6	6±2	416±70	585±15	83±6
ЯЛ 4, габбро-диабазы	12	761±207	11±4	0,4±0,1	2,9±0,7	5±2	355±72	600±10	84±4
ЯЛ 3, базальты пиллоу-лав	12	16±5	54±6	3,2±2,9	0,02±0,01	3±1	428±15	$h$ -тип 560?	275±104
ЯИ 1—5, диабазы даек	17	57±19	87±9	2,9±1,0	0,4±0,2	12±3	425±80	560±20	105±10
ЯИ 2—4, габбро	14	2027±1322	86±11	51,3±37,1	0,3±0,1	19±8	323±40	550±20	86±15
ЯИ 6, 7, гипербазиты	14	15506±7292	—	46,9±20,0	0,7±0,3	21±7	365±210	585±10	251±107

Примечание.  $n$  — количество исследованных образцов;  $I_n$  — естественная остаточная намагниченность;  $I_{nt}/I_{no}$  — отношение  $I_n$  после нагрева до 400°С к исходной;  $Q_n$  — отношение Кенигсбергера;  $I_s, I_{rs}$  — удельные намагниченности насыщения и остаточного насыщения;  $H_{cr}$  — остаточная коэрцитивная сила;  $T_c$  — точка Кюри;  $h$  — парамагнитный тип зависимости;  $I_{st}/I_{so}$  — отношение  $I_s$  после нагрева до 600—650°С к исходной.

Именно с привнесом силикатов связано повышенное содержание кремния в средних составах зерен титаномагнетитов (см. табл. 1). В процессе изменения титаномагнетита силикаты «вытесняют» железо, отсюда заметная обратная корреляция между железом и кермнеземом в зернах титаномагнетита (см. рис. 4, в). В результате этого процесса в пределах бывших зерен титаномагнетита образуются агрегаты и скопления мелких зерен вторичного магнетита, фиксирующиеся микрозондом и термомагнитным анализом (см. табл. 1, 2). Многие обособленные зерна низкотитанового титаномагнетита и магнетита имеют сглаженные, округлые формы и другие однозначные признаки их вторичного происхождения.

Как видно из табл. 1, составы зерен титаномагнетита и продуктов их изменений широко варьируют, и эти вариации явно не соответствуют узкому диапазону вариаций измеренных точек Кюри, близких магнетиту. Следовательно, фиксирующиеся малым микрозондом составы, заметно отличающиеся от магнетита, говорят о том, что внутри таких зерен существует тонкий распад, размер ячеек которого заметно меньше 1 мкм. Распад двух уровней подтверждается на примере титаномагнетитов в габбро: а) более ранний крупный распад с образованием ячеек титаномагнетита с отношением  $TiO_2/FeO^*$  0,12—0,15 и ламелл ильменита, полностью замещенного сфеном; б) поздний более тонкий распад с образованием практически чистого магнетита и ильменита, ламеллы которого «упираются» в области распространения сфена. Опыт изучения офиолитов показывает [2, 3, 8], что отмеченные вторичные изменения зерен первично магматических титаномагнетитов с образованием магнитных минералов, близких магнетиту, типичны для офиолитов и происходят главным образом на стадии высокотемпературного автометаморфизма либо близкого к нему времени длительного прогрева при погружении. Кроме того, в габбро встречены игольчатые выделения вторичного магнетита в силикатах — типичные продукты высокотемпературного распада последних на стадии остывания пород.

Итак, основными носителями древней стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности в изученных породах должны быть мелкие зерна магнетита и близких ему минералов, образование которых для поставленных нами палеомагнитных задач можно считать первичным.

### МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РАБОТ

Палеомагнитные исследования требуют знания элементов залегания пород, что весьма затруднительно при изучении офиолитов. Отбор проводился по возможности и в основном там, где можно было замерить залегания пород (слоистость в осадках, залегание потоков, полосчатость в габбро и т. п.). Точки отбора указаны на рис. 1, в предыдущем разделе и в табл. 1—3.

При отборе образцов велись измерения магнитной восприимчивости пород непосредственно в обнажениях приборами ИМВ-2 и КТ-5, что позволяло судить о первичном или вторичном характере распределения магнитных минералов и вообще об их наличии. Так, например, наиболее благоприятные для палеомагнитного изучения закалочные зоны даек, силлов, лав фиксируются по резкому спаду магнитной восприимчивости в эндоконтактной зоне. Для усреднения вековых вариаций геомагнитного поля и других случайных шумов отбор образцов в каждом объекте производился на нескольких возрастных уровнях, число штуфов более 5.

В лаборатории из отобранных ориентированных образцов выпилено по несколько кубиков-дублей и измерена их естественная остаточная намагниченность на спин-магнитометре конструкции К. С. Буракова. По одному дублю из каждого образца включено в массовую ступенчатую термочистку при 200, 300, 400, 500 и 540° С в печке, помещенной в 5-слойный магнитный экран из пермаллоя. Ряд представительных образцов подвергся непрерывному терморазмагничиванию до 600° С на двухкомпонентном термомагнитометре; кроме того, измерялся ряд магнитных

Результаты палеомагнитного изучения отдельных блоков Ягельного меланжа

Участок, порода	N/n	Залегание		Направление вектора-результанта					
		общее Az ∠	даек Az ∠	исходное		чистка 500 °C			
				$D_c^\circ$ K/α <sub>95</sub>	$I_c^\circ$	$D_c^\circ$ K/α <sub>95</sub>	$I_c^\circ$	$D_a^\circ$ K/α <sub>95</sub>	$I_a^\circ$
Компонента С									
ЯО 1—4, туфопесчаники, аргиллиты, яшмы	4/32	130—350	—	326	80	318	75	323	69
		∠35—70		266/4,3		145/5,8		<3/—	
ЯВ 1—4, эдафогенные осадки, базальты лав и силлов	6/26	160—340		22	71	29	66	56	51
		∠20—90	—	9/19		5/25		<3/—	
ЯВ 5, 6, базальты пиллоу-лав	13/13	10—240		357	69	357	69	321	43
		∠20—80		21/8,5		23/8,1		6/16	
ЯЛ 1, 2, 4, массивные базальты, габбро-диабазы	3/28	15—60	105	346	80	349	64	63	34
		∠60—85	∠60	274/4,9		18/19		3/—	
Компонента А									
ЯЛ 3, базальты пиллоу-лав	2/14	185—195	—	16	54	10	49	188	46
		∠80—85		19/8,6		14/9,9		31/6,7	
ЯИ 5, диабазы даек	15/15	?	160	237	35	235	26	235	?
			∠80—90	17/8,7		30/6,6			
ЯИ 1, то же	2/4	317	130—135	10	—13	351	—19	23	—53
		∠50	∠35—40	<3/—		66,5/8,6		66,5/8,6	
ЯИ 2, диабазы даек, полосчатое габбро	2/6	165	250	337	18	335	19	189	48
		∠100—130	∠30	20/13		17/14		46/8,5	
ЯИ 3, то же, полосчатое габбро	2/6	175	240	329	35	325	32	205	46
		∠95	∠40	19/13,2		48/8,2		48/8,2	
ЯИ 4, диабазы даек, габбро	2/8	175—200	360	337	21	335	21	255	48
		∠80—95	∠5—10	29/9,2		31/8,9		78/5,7	

Примечание. N — число участков (тел) отбора; n — число штучков; Az, ∠ — азимут и угол падения соответственно; D, I — склонение и наклонение; C, A — современная и древняя системы координат; K, α<sub>95</sub> — статистические параметры выборки по Фишеру; в характеристической намагниченности после температурной чистки 500 °C преобладает современная (C) или древняя, доскладчатая (A) компоненты.

параметров на аппаратуре, созданной в отделе геомагнетизма Института физики Земли АН СССР. Все это делалось для выявления носителей естественной остаточной намагниченности, оценки надежности палеомагнитных данных.

### МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОФИОЛИТОВ

По данным термомагнитного анализа, магнитные минералы изучаемых офиолитов достаточно разнообразны и отражают разные стадии и степень окисления первичных титаномагнетитов: это малотитанистые титаномагнетиты с точками Кюри от 525 до 550° С, магнетит и катион-дефицитный магнетит с точками Кюри до 615° С (см. табл. 2). По величинам удельной намагниченности насыщения и точкам Кюри легко оценить концентрации магнитных минералов в исследуемых офиолитах. Все магматические породы по концентрации магнитных минералов четко делятся на две группы: 1) магнитные породы, содержащие 2—5 мас. % (см. табл. 2, верхние четыре строки), эти же породы относительно магнитно-мягкие, их  $I_{rs}/I_s < 0,1$ , часто  $H_{cr} < 30$  мТ, характерно преобладающие индуктивной намагниченности над остаточной (отношение Кенигсбергера  $< 1,0$ ), в магнитных породах наиболее заметна маггемитизация магнетита (часто точки Кюри  $> 600^\circ$ ,  $I_{st}/I_{so} < 1,0$ ); 2) слабомагнитные породы, концентрация  $< 0,1$  мас. %, магнетит в этих породах наименее окислен, часто точки Кюри  $< 580^\circ$ ,  $I_{st}/I_{so} \sim 1,0$ . В эту группу не вошли немагнитные пиллоу-лавы горы Камень, в которых при лабораторном нагреве из парамагнитных минералов образуется вторичный магнетит, из-за чего резко растет намагниченность насыщения после нагрева образцов (см. табл. 2). В слабомагнитных породах второй группы преобладают мелкие зерна, что выразилось в высокой остаточной коэрцитивной силе, высоком  $I_{rs}/I_s$ , часто  $> 0,2$ . Это отношение занижено, особенно в случае немагнитных пиллоу-лав горы Камень, в которых содержание магнетита менее 0,01% и в величине  $I_s$  которых преобладает вклад парамагнитных минералов. Высокая коэрцитивность сказалась в высоком отношении Кенигсбергера (заметно более 1,0). Как будет показано ниже, именно группа слабомагнитных пород с местами сохранившимся низкотитановым титаномагнетитом оказалась палеомагнитно стабильной. Магнитные породы, содержащие заметные концентрации часто маггемитизированного магнетита, перемагничены по современному геомагнитному полю, так что запись древней палеомагнитной информации в них практически полностью уничтожена.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОФИОЛИТОВ

В естественной остаточной намагниченности исследованной коллекции термочисткой выделились по крайней мере две компоненты: С — направленная близко современному геомагнитному полю в месте отбора (склонение 7°, наклонение 75°); А — древняя, додеформационная. Эти две компоненты в различных образцах присутствуют в различных соотношениях, но чаще преобладает одна из них. В группу полностью перемагнитченных образцов (только компонента С) попали исключительно магнитные базальты (ЯВ 1—6, ЯЛ 1, 2, 4) и все осадочные породы (ЯО 1—4). В современной системе координат средние направления естественной остаточной намагниченности до и после термочистки до 500° С почти не различаются, при переводе же в древнюю систему координат кучность направлений становится незначимой, что свидетельствует о послескладчатой природе намагниченности (табл. 3). Встречаются образцы с двумя компонентами (С+А) (рис. 5, в), в которых компонента С уничтожается при температуре выше 400° С. К этой группе относятся образцы со средней намагниченностью. Группа наиболее стабильных образцов (пиллоу-лавы ЯЛ 3, диабазы и габбро ЯИ 1—5, см. табл. 3) имеют практически одну компоненту А еще в исходном состоянии (см. рис. 5, а, б, табл. 3). Естественная остаточная намагниченность этой группы образцов при термочистке минимально меняется и по величине (см. табл. 2), часто  $I_{st}/$

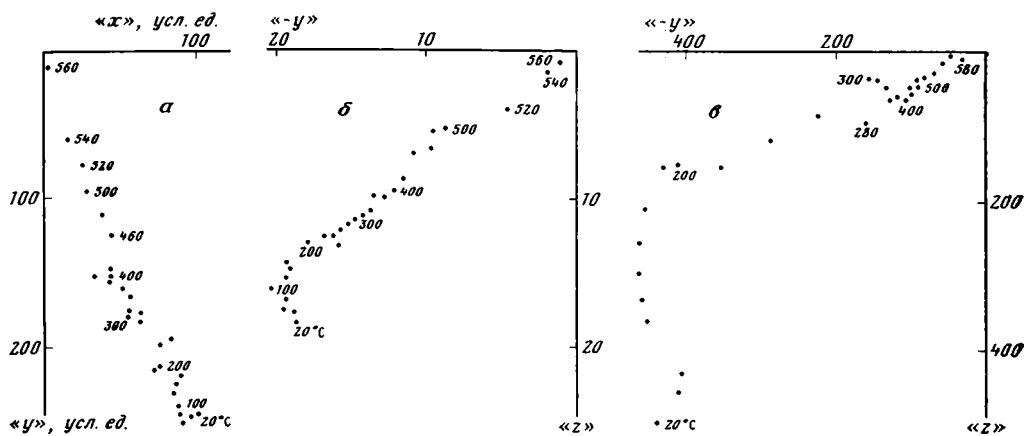


Рис. 5. Примеры непрерывного терморазрушения естественной остаточной намагниченности (а — обр. ЯИ 2Б, б — эндоконтат, в — центральная часть одной дайки, обр. ЯИ 5ж)

$I_n > 0,9$ . Средние направления естественной остаточной намагниченности до и после термочистки очень близки между собой, лишь существенно возрастает кучность в древней системе координат, которая в 2—2,5 раза выше таковой в современной системе (см. табл. 3).

Средние наклонения естественной остаточной намагниченности последней группы образцов для разных объектов практически совпадают и образуют поясовое распределение по наклонениям от 188 до 255°. К этой же группе следует отнести и среднее направление по дайкам ЯИ 5, приведенное в табл. 3 только в современной системе координат, так как их залегание строго не установлено: дайки имеют субвертикальное падение, следовательно, возможно нарушение их первичного залегания только в плоскости даек (поворот вокруг оси, перпендикулярной простиранию даек), которое мы оценить не можем без дополнительной информации, такой, например, как знание элементов залегания вмещающих пород и наличие палеомагнитной информации для тех и других. В конкретном случае для даек ЯИ 5, их палеомагнитное склонение очень близко простиранию; следовательно, склонение почти не изменится при таком повороте и можно считать его истинным в древней системе координат; изменится лишь наклонение. Среднее палеомагнитное наклонение по пяти изученным объектам равно 48° (см. табл. 3); предположив такое же наклонение в случае даек ЯИ 5, мы можем восстановить угол наклона даек в плоскости простирания — 22° (падение СВ 55°).

Отмеченное выше поясовое распределение палеомагнитных направлений в древней системе координат можно объяснить двумя причинами: а) относительными поворотами отдельных блоков вокруг вертикальной оси, б) наличием более одной компоненты в составе характерной остаточной намагниченности после  $T$ -чистки до 500—540° С. Данные непрерывного терморазмагничивания палеомагнитно стабильных образцов свидетельствуют о наличии только одной компоненты вплоть до их точек Кюри (см., например, рис. 5, в). Так что остается только первый вариант объяснения. Для его подтверждения воспользуемся следующей информацией: габбровый комплекс, как уже отмечалось, интродуцирован многочисленными пластовыми телами, которые в современной системе координат имеют различное залегание вплоть до субгоризонтального (дайки ЯИ 4, см. табл. 3), а после введения поправки за залегание по полосчатости в габбро все тела становятся субвертикальными, а на графике зависимости восстановленного простирания даек от древнего палеомагнитного склонения выявляется тесная линейная зависимость (рис. 6). Отсюда следует, что изученные дайки имели одно простирание около 20°, которое было впоследствии нарушено деформациями и локальными поворотами блоков вокруг вертикальной оси. Единство простирания даек говорит в пользу единства геодинамических условий их формирования.

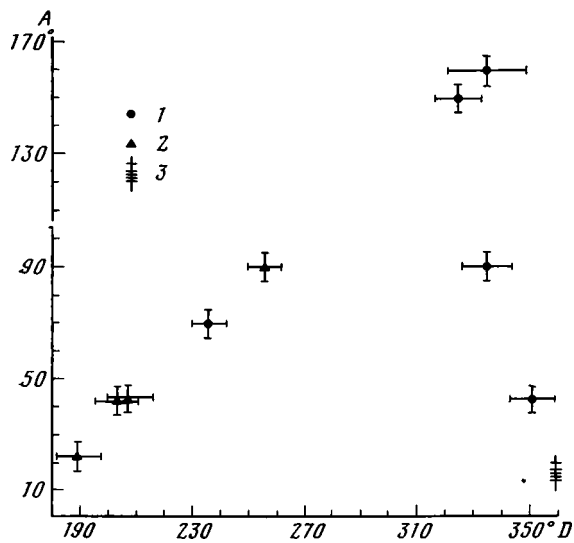


Рис. 6. Диаграмма зависимости простирания (А) пакетов даек от палеомагнитного их склонения (D)  
 1, 2 — современная (1) и древняя (2) системы координат; 3 — восстановленные первичные простирания даек по их палеомагнитным склонениям

Итак, естественная остаточная намагниченность изученных пород состоит из двух компонент: направленной близко к современному геомагнитному полю (С) и древней (А). Положительный тест складки (см. выше) свидетельствует о том, что компонента А образовалась до деформаций офиолитов. Линейная зависимость между палеопростиранием даек и их палеомагнитным склонением в древней системе координат говорит об образовании компоненты А до поворотов блоков вокруг вертикальной оси. Существование антипараллельных палеомагнитных направлений у групп даек и других пород (дайки ЯИ 1 обратной полярности по отношению к остальным объектам) говорит в пользу палеомагнитного направления офиолитов, близкого первичному (тест обращения). Наличие антипараллельных доскладчатых вторичных намагниченностей в породах одного возраста и претерпевших одни изменения мало вероятно. Наконец, образование подавляющей массы магнетита в палеомагнитно стабильных породах относится ко времени длительного остывания или прогрева офиолитов; они имеют однокомпонентную высокостабильную по величине и направлению естественную остаточную намагниченность, что свидетельствует в пользу первичности этого направления с точки зрения магнитотектонических задач (минералогический тест).

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Палеомагнитные направления палеомагнитно стабильных пород позволяют заключить, что от времени формирования офиолитов до времени приращения их к Евразии отдельные блоки Ягельного меланжа испытали повороты относительно друг друга вокруг вертикальной оси до  $70^\circ$ . Возможны два варианта объяснения общего южного палеомагнитного склонения всех объектов в зависимости от того, какую магнитную полярность для изученных объектов принять: а) если магнитная полярность прямая, то тогда получается, что блок Ягельного меланжа располагался в северных широтах и впоследствии повернулся против часовой стрелки на  $100-180^\circ$ ; б) если магнитная полярность обратная, то в этом случае склонение блока близко современному, но он находился во время формирования офиолитов южнее экватора. Для правильного выбора нужно проверить истинность залегания пород и решить вопрос о магнитной полярности. В пользу правильности оценки залегания пород, в частности определения верха и низа разреза, говорит согласованность следующих

фактов: 1) если принять, что полосчатость в габбро была исходно горизонтальной, то секущие габбро пластовые тела становятся субвертикальными (т. е. это дайки) и частота их встречаемости растет снизу вверх по разрезу, а простираие даек линейно зависит от их палеомагнитного склонения; 2) после введения поправки по элементам залегания пород принятая оценка верх — низ дает наилучшее согласование палеомагнитных направлений в древних координатах для всех шести объектов, имеющих стабильные палеомагнитные направления (А), в противном случае появляется необъяснимый разброс направлений. Поэтому мы считаем обоснованным принятие опрокинутого залегания в ряде блоков (см. табл. 3).

Средняя палеоширота по палеомагнитно надежным объектам (полосчатые габбро, диабазы даек) равна  $30 \pm 5^\circ$ . Если предположить обратную полярность, то расстояние, пройденное Ягельным блоком со времени образования офиолитов около 160 млн. лет назад на южной широте  $30^\circ$  до столкновения с Евразией  $\sim 65$  млн. лет назад на северной широте  $75\text{—}80^\circ$  [12, 14], составило бы 12—14 тыс. км, при этом скорость перемещения блока получается невероятно большой —  $> 15$  см/год. В случае прямой магнитной полярности офиолиты образовались на  $30^\circ$  с. ш. и расстояние, пройденное Ягельным блоком до столкновения с Евразией, было 6—7 тыс. км, а скорость движения блока составляла 8 см/год, что вполне согласуется с палинспастическими реконструкциями для северотихоокеанского региона [12]. Во время движения, причленения и после аккреции офиолитов к Евразии отдельные их блоки испытывали разворот против часовой стрелки от 100 до  $180^\circ$ .

Благодаря знанию первичного палеомагнитного направления офиолитов Ягельного меланжа и простираия параллельных даек можно восстановить первичное положение оси формирования дайкового комплекса (палеоспредиинга): широта  $30^\circ$  с. ш., простираие  $\sim 20^\circ$ , единое для всех изученных блоков.

## ВЫВОДЫ

1. Петрохимические и минералогические данные, в частности положение фигуративных точек на диаграмме *AFM*, наличие двух уровней накопления титана, вариации состава титаномагнетита говорят о сложном процессе образования офиолитов Ягельного меланжа в условиях зарождающейся энсиматической островной дуги внутри интрадугового бассейна.

2. Формирование всего Ягельного офиолитового комплекса происходило на широте  $30^\circ$  с. ш. в зоне, первичное простираие которой было около  $20^\circ$  (северо-северо-восток). Единство положения всех даек вплоть до одинакового простираия говорит в пользу единства геодинамической обстановки их формирования.

3. С момента образования около 160 млн. лет назад до столкновения с Евразией ( $\sim 65$  млн. лет назад) Майницкий блок переместился в северо-северо-западном направлении на 6—7 тыс. км, соответственно средняя скорость дрейфа составила  $\sim 8$  см/год.

4. После образования офиолитовый комплекс Майницкого блока в целом повернулся вокруг вертикальной оси на угол  $\sim 180^\circ$ ; на этом фоне общего поворота отмечаются локальные относительные вращения отдельных мелких блоков до  $60\text{—}70^\circ$ .

## Список литературы

1. Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д. Основные формационные типы мезозойских отложений и их тектоническое значение//Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 243—298.
2. Диденко А. Н., Печерский Д. М. Палеомагнетизм шулдакского комплекса параллельных даек//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 8. С. 45—59.
3. Диденко А. Н., Печерский Д. М. Палеомагнетизм среднепалеозойских офиолитов Алайского хребта//Геотектоника. 1988. № 4. С. 56—68.
4. Закариадзе Г. С., Шараськин А. Я., Пархоменко В. С., Аношин Г. Н. Особенности

- эволюции южной части региона Филиппинского моря в свете данных по геохимии островных дуг и интрадуговых областей//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. М.: Наука, 1984. С. 126—144.
5. Злобин С. К., Ставский А. П., Березнер О. С., Минин Д. А. Геохимические особенности магматизма Майницкой палеоостроводужной системы (Корякское нагорье)// Геохимия. 1989. № 1. С. 113—124.
  6. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
  7. Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова Э. В. Магнетизм и условия образования магматических пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
  8. Печерский Д. М., Бураков К. С., Диденко А. Н., Куренков С. А., Перфильев А. С. Геолого-петромагнитная и палеомагнитная характеристика габбро Южных Мугуджар//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 9. С. 90—101.
  9. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Особенности распределения титана и железа в титаномагнетитах и вмещающих их основных магматических породах, образующих земную кору под океанами//Изв. АН СССР. Сер. геол. В печати.
  10. Соколов С. Д., Григорьев В. Н., Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Крылов К. А., Пейве А. А. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки//Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1987. С. 61—63.
  11. Ставский А. П., Березнер О. С., Сафонов В. Г., Злобин С. К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья//Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 72—80.
  12. Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П. Тектоника плит и палинпластические реконструкции Анадырско-Корякского региона//Геотектоника. 1988. № 6. С. 32—42.
  13. Тильман С. М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР)//Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1220—1222.
  14. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А., Писаревский С. А., Потарская И. А., Ржевский Ю. С., Родионов В. П., Слауцитайс И. П. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
  15. Carmichael I. S., Nichols G. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks//J. Geophys. Res. 1967. V. 72. P. 4665—4690.
  16. Initial Reportes of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: Govt. Printing Off., 1980. Legs 56, 57. P. 1415.
  17. Spencer K. J., Lindsley D. H. Solution model for coexisting iron-titanium oxides// Amer. Mineralogist. 1981. V. 66. P. 1189—1201.
  18. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region//Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Ed. Howell D. J. Earth Science Ser. N 1. Houston, USA. 1985. P. 580.

Институт физики Земли  
АН СССР, Москва, 123810

Поступила в редакцию  
25.1.1990



УДК 551.242.2(261/264)

© 1990 г.

ЗИНКЕВИЧ В. П., МАГАКЯН Р.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ХРЕБТА  
БАРРАКУДА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)**

Рассматривается тектоническое положение системы субпараллельных подводных хребтов на западе Центральной Атлантики, вблизи Малоантильской островной дуги — Барракуда, Тибурон, Сант-Люсия. В результате драгирования на хр. Барракуда, проведенного в 4-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», впервые получен материал о строении коренных пород этого района. Поднятые на борт разнообразные вулканические и метаморфические породы позволяют реконструировать последовательность формирования океанической коры этих структур. Предполагается, что происхождение этих хребтов связано с тектоническим скупиванием атлантической океанической коры при косом поддвиге ее под Малоантильскую островную дугу в условиях тектонически расслоенной литосферы.

**ВВЕДЕНИЕ**

Дно Атлантического океана в районе 10—20° с. ш. имеет крайне сложное строение, обусловленное существованием крупных разломных зон, с которыми связана целая система глубоких трогов и поднятий. В пределах Срединно-Атлантического хребта выделяется несколько субширотных разломов, крупнейшие из которых — разлом Зеленого Мыса (15°20') и Вима (рис. 1).

Разломная зона 15°20' протягивается на восток через Срединно-Атлантический хребет в район абиссальной равнины Гамбия, причем в зоне этого разлома трогообразная депрессия нередко сопровождается линейно-вытянутыми поднятиями. Западнее Срединно-Атлантического хребта между 14 и 16° с. ш. выделяются протяженные структуры субширотного простирания, известные как трог Ройял (к северу от разломной зоны 15°20') и хр. Ресерчер (к югу от зоны 15°20') [21]. Дальнейшее продолжение разломной зоны 15°20' на запад долгое время было проблематичным, и только проведенное в 1982 г. специальное исследование этого вопроса [31] позволило высказать представление о простирании ее вплоть до Малоантильской островной дуги, вблизи которой она представлена трогом и поднятием Барракуда. Однако океаническая кора на всем протяжении этой структуры характеризуется резкими вариациями мощности осадочного чехла, существованием многочисленных разрывных нарушений, наличием структурно приподнятых форм океанического фундамента (океанических хребтов) и другими чертами, свидетельствующими о весьма сложном строении зоны в целом. Это заставляет считать, что вывод о продолжении разломной зоны 15°20' от Срединно-Атлантического хребта до Малоантильской островной дуги как единой структуры еще требует дополнительного обоснования, так как необходимы детальные исследования в различных частях этой зоны.

Уже начатые в этом направлении работы [8, 9] показали чрезвычайную сложность строения центральной части разлома Зеленого Мыса (15°20') в районе Срединно-Атлантического хребта. При этом одной из интереснейших особенностей этого участка явилось строение протяженных субширотных поднятий, сложенных интенсивно дислоцированными комплексами пород океанической коры. Проведенный здесь большой объем драгировочных работ показал, что основные и ультраосновные образования нередко чередуются в разрезе с базальтами, что лучше всего объясняется скупиванием пород океанической коры. Как показал

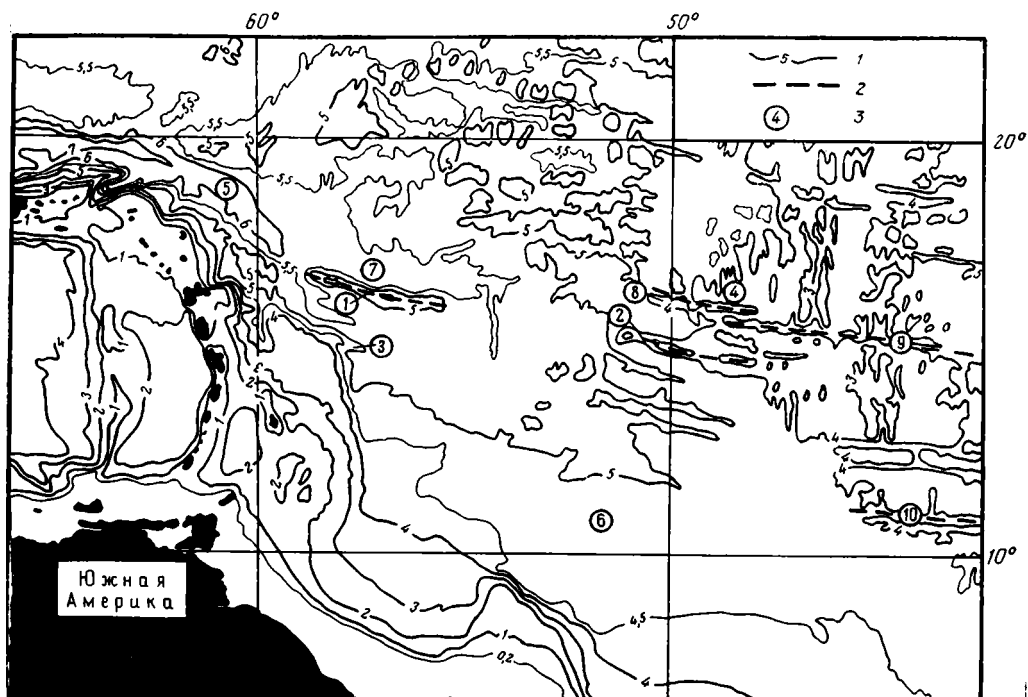


Рис. 1. Батиметрическая схема западной части Атлантического океана (по [25])  
 1 — изобаты, км; 2 — простираения отдельных линейных структур; 3 — структурно-морфологические элементы океанического дна: 1—4 — линейные поднятия — хребты Барракуда (1), Ресерчер (2), Тибурон (3), Ройял (4), 5 — желоб Пуэрто-Рико, 6 — абиссальная равнина Демерара, 7 — плато Барракуда, 8 — трог Ройял; 9, 10 — разломы: Зеленомысский, или 15°20' (9), Вима (10)

анализ гравитационного поля южнее рассматриваемого района (разлом Вернадского), высокоплотные породы слагают в таких структурах верхние части, залегая выше пород с низкими плотностями [3], что связано скорее всего с тем же процессом тектонического сжатия.

Сказанное выше определяет особый интерес к строению дна в зоне сочленения Западной Атлантики и Малоантильской островной дуги, где выделяется целая система почти не изученных подводных хребтов (Барракуда, Тибурон, Сант-Люсия), происхождение и положение которых в зоне конвергенции островная дуга — океан еще требует своего объяснения.

В 4-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в северной части одного из этих хребтов (хр. Барракуда) были проведены комплексные исследования: сейсмопрофилирование НСП, многолучевое эхолотирование, драгирование, отбор осадков грунтовыми трубками, измерения температуры теплового потока. Результаты этих работ, в том числе и геохимическая характеристика поднятых при драгировании пород, будут изложены позднее в других статьях, в данной же обсуждается тектоническая интерпретация полученных результатов.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

На дне Атлантического океана вблизи Малоантильской дуги, как было уже отмечено, выделяются подводные хребты субширотного и запад-северо-западного простираения (Барракуда, Тибурон), севернее которых находится абиссальная равнина Барракуда, а южнее — абиссальная равнина Демерара (рис. 2).

Эти подводные хребты наиболее хорошо выражены в рельефе дна в своей западной части, вблизи Малоантильской островной дуги; в восточном направлении они постепенно становятся все менее заметными. В южном направлении от хр. Барракуда отмечается ступенчатое опускание

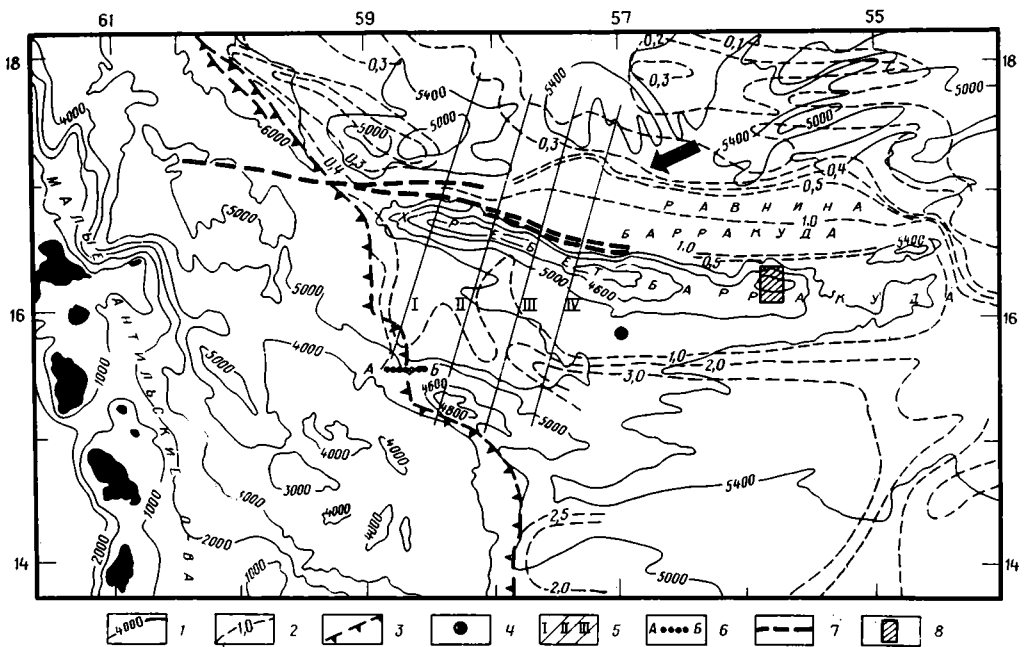


Рис. 2. Схема строения зоны сочленения Малоанtilьской островной дуги Западной Атлантики (по [19])

1 — изобаты, м; 2 — изопакиты мощности осадочного чехла, км; 3 — граница аккреционного комплекса; 4 — скважина 27 DSDP; 5 — расположение геофизических профилей (по [14]); 6 — расположение скважин глубоководного бурения; 7 — разломы; 8 — район исследований 4-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». Стрелка указывает направление движения океанической коры (по [27, 33])

фундамента океанической коры и возрастание (до 3 км) мощности осадочного чехла, маскирующего неровности базальтового фундамента. Именно поэтому наиболее заметен на дне хр. Барракуда, где на поверхности обнаружены даже коренные породы. Находящийся южнее хр. Тибурон отражен в рельефе дна гораздо слабее, коренные породы фундамента перекрыты здесь мощными (сотни метров) осадками. Расположенный к югу от этих хребтов параллельный им хр. Сант-Люсия хорошо выражен в рельефе дна и на сейсмических профилях во фронтальной части Малоанtilьской дуги [32], но практически незаметен на дне Атлантического океана.

Гравитационные и магнитные аномалии, связанные с этими хребтами, показывают, что они простираются под аккреционным комплексом во фронтальной части Малоанtilьской дуги; это же подчеркивает сейсмическое профилирование [28, 32]. В зоне их сочленения с островной дугой резко возрастает сейсмичность [22, 27] и отмечается поднятие внешней ее части. По-видимому, именно этим же объясняется выявление на таких участках выходов наиболее древних пород в основании Малоанtilьской дуги (поднятия Барбуда и Дезирад), расположенные северо-восточнее одноименных островов. Эти приподнятые блоки характеризуются положительными гравитационными аномалиями (до 250 мгал), значительно более высокими, чем в остальной части этой дуги.

Хребет Барракуда возвышается на 1,5—2 км над плоским дном одноименной абиссальной равнины. Ширина его достигает 30 км при длине почти 400 км; минимальная глубина составляет 3480 м. Хребет прослеживается на восток примерно до 55° з. д., причем характерной его чертой на всем протяжении является асимметрия: северный склон значительно более крутой (до 30°), чем южный. На северном склоне часто обнажаются коренные породы. Южный склон по большей части закрыт осадочным чехлом, мощность которого по мере удаления от хребта в сторону плато Демерара увеличивается. Переход от склона хребта к плато отмечается сбросами, зафиксированными не только в фундаменте, но

и в осадочном чехле, что дает основание считать, что блоковое поднятие хр. Барракуда является в настоящее время активной структурой.

Коренные породы хр. Барракуда ранее не были изучены; имеются лишь сведения [14], что с северного его склона в западном сегменте хребта (в районе  $16^{\circ} 50'$  с. ш. и  $58^{\circ} 05'$  з. д.) были подняты с глубины 4,0—4,7 км угловатые обломки базальтов. Кроме того, с крутого северного склона были подняты интенсивно переработанные базальты, характер изменений которых (цеолитизация и хлоритизация) в сочетании с данными по строению осадков позволил Э. Бонатти [15] прийти к выводу об интенсивной гидротермальной деятельности в зоне разлома Барракуда.

На южном склоне хр. Барракуда скв. 27 глубоководного бурения вскрыты глубоководные зеленовато-серые известковистые глины, бурые цеолитовые глины и радиоляриевые глины олигоцена и неогена общей мощностью 475 м [11].

Расположенная к северу от одноименного хребта равнина Барракуда отделяется от него эскарпом, связанным, видимо, с существованием здесь крупного разлома. Еще севернее находится плохо изученный район абиссальных возвышенностей. Плоское дно равнины с глубинами 5000—5800 м характеризуется незначительным понижением в западном направлении; подводные фотографии показали здесь существование связанных с подводными течениями незначительных углублений и возвышенностей, сложенных осадками с характерными знаками ряби [14].

Сейсмопрофилирование в районе абиссальной равнины Барракуда показало, что мощный осадочный разрез залегает практически горизонтально; небольшие складки появляются лишь в непосредственной близости к одноименному хребту [14, 28]. Мощность его изменчива; она достигает 3500 м около хребта Барракуда, в то время как в северном направлении постепенно уменьшается до нескольких сотен метров.

Изучение методами сейсмоки — МОВ ОГТ и ЦЛ — показало [1], что на широте хребта Барракуда и южнее выделяется обширный участок ( $400 \times 500$  км), в пределах которого рельеф поверхности акустического фундамента состоит из отдельных поднятий и прогибов с преимущественно субширотной ориентировкой структур. Южнее хр. Барракуда (в районе хр. Тибурон, см. рис. 1) выделяют блок Южморгео ( $500 \times 100$  км), состоящий из двух поднятий: западного (Година) и восточного (Обручева) [1]. Эти поднятия отделяются от поднятого блока Барракуда субширотным прогибом Демерара с мощностью осадков до 1000 м, разделенным седловидным перегибом на две части, причем западная из них постепенно раскрывается в сторону Малоанtilьской островной дуги. В сторону выступов фундамента верхние слои осадочного чехла постепенно поднимаются, образуя над ними пологие антиклинальные изгибы, где мощность осадков не превышает 500 м. К юго-западу от выступа Южморгео мощность осадочного чехла резко увеличивается, так что под абиссальной равниной Демерара она достигает 3,5—4 км [6]. При этом в пределах чехла отмечаются субширотно ориентированные разломы, некоторые из которых хорошо выражены в рельефе дна. Р. Имбли с соавторами [23] отмечают, что из-за субширотных разломов участка дна южнее  $13^{\circ}$  с. ш. находится 350 м выше, чем участок между  $14^{\circ} 30'$  с. ш. и хребтом Барракуда.

Многочисленные сейсмические профили [1, 30 и др.] показывают, что в западном направлении почти горизонтально залегающий океанический осадочный чехол во фронтальной части Малой Анtilьской дуги переходит в мощный складчатый комплекс.

Сложность геологического строения в рассматриваемом районе подчеркивается характером магнитных аномалий. Вблизи Карибского региона в Атлантическом океане наиболее уверенно идентифицируются линейные магнитные аномалии 34 и МО (возраст соответственно 109 и 80 млн. лет), расположенные к северо-западу от хр. Барракуда и имеющие там субмеридиональное простираание [35]. Южнее этого хребта идентификация аномалий затруднена, но отмечается существование

неясно выраженных аномалий субширотного простирания на абиссальных участках дна, отражающих, по мнению Г. Питера и Г. Вестбрука [30], суммарный эффект, обусловленный поздне меловыми остаточными аномалиями, влиянием разломных зон и особенностей рельефа. На структурно приподнятых блоках они отражают, видимо, влияние субширотных разломов [30].

Достаточно резкая смена характера магнитного поля в районе хр. Барракуда хорошо увязывается с представлениями о продолжении сюда разломной зоны  $15^{\circ} 20'$ , вдоль которой происходят значительные горизонтальные подвижки земной коры. Б. Коллет и его соавторы [22] определили фокальный механизм землетрясений магнитудой 5,8 в точке с координатами  $15,2^{\circ}$  с. ш. и  $45,7^{\circ}$  з. д., отметив, что там происходил правосторонний сдвиг без вертикальной компоненты.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Работы проводились на полигоне размером  $10 \times 13$  миль, расположенном в северной части хр. Барракуда (см. рис. 2). Было выполнено 11 широтных галсов, проложенных через 1 милю, и 5 меридиональных — через 2 мили — с общей протяженностью 147 миль. В результате съемки многолучевым эхолотом составлена батиметрическая карта (рис. 3), на которой выделяются глубоководные депрессии с возвышающимися над ними на 800—1300 м поднятиями. Все морфоструктуры вытянуты в субмеридиональном направлении, перпендикулярно генеральному простиранию хр. Барракуда.

В центре полигона отмечается линейно-вытянутое поднятие с минимальной отметкой поверхности дна 3886 м. Западный и восточный его склоны интенсивно террасированы, крутизна их достигает  $30$ — $50^{\circ}$ . Южная его часть имеет довольно плоскую вершинную поверхность. Поднятие на северо-западе района, где были проведены драгировки, имеет слегка вытянутую в северо-северо-восточном направлении форму. Минимальная абсолютная отметка здесь 3480 м. Западный и северный его склоны достаточно крутые (до  $30^{\circ}$ ), восточный — более пологий ( $15$ — $20^{\circ}$ ). На юг поднятие постепенно выглаживается. На крутых террасированных склонах этой возвышенности выделяется не менее трех крупных ступеней. Вершинная поверхность довольно плоская, но в центре этой морфоструктуры отмечается небольшая возвышенность округлой формы. Кроме того, полигон охватывает часть воздымающейся к северо-востоку от него возвышенности, минимальная абсолютная отметка вершинной поверхности которой в пределах изученного района составляет 4090 м.

Обширная депрессия на востоке полигона характеризуется ровным дном, постепенно поднимающимся в восточном и западном направлениях. Наибольшая глубина ее составляет 4750 м. Впадина на юго-западе района имеет слегка вытянутую в северо-восточном направлении форму. Глубина ее постепенно увеличивается на юго-запад от 4500 до 4700 м. Наиболее глубокая из депрессий (до 5000 м) отмечается на самом северо-западе полигона, причем в северном направлении она постепенно переходит в абиссальную равнину Барракуда.

Выполненные на полигоне сейсмические исследования показали, что мощность осадочного чехла в юго-западной депрессии достигает 800 м, в восточной — 200—300 м, увеличиваясь в отдельных щелевидных депрессиях до 400 м.

Строение и состав коренных пород. Драгирование проводилось в восточной части хр. Барракуда (см. рис. 2), всего было проведено 4 драгировки (из них 3 успешные), результаты которых отражены в таблице. Характер их распределения (см. рис. 3) показывает, что был опробован весь разрез коренных пород в пределах северного склона одной из возвышенностей этого хребта.

Сопоставление данных по станциям показывает, что в интервале глубин 4100—3900 м встречаются сходные по составу базальты; в то же

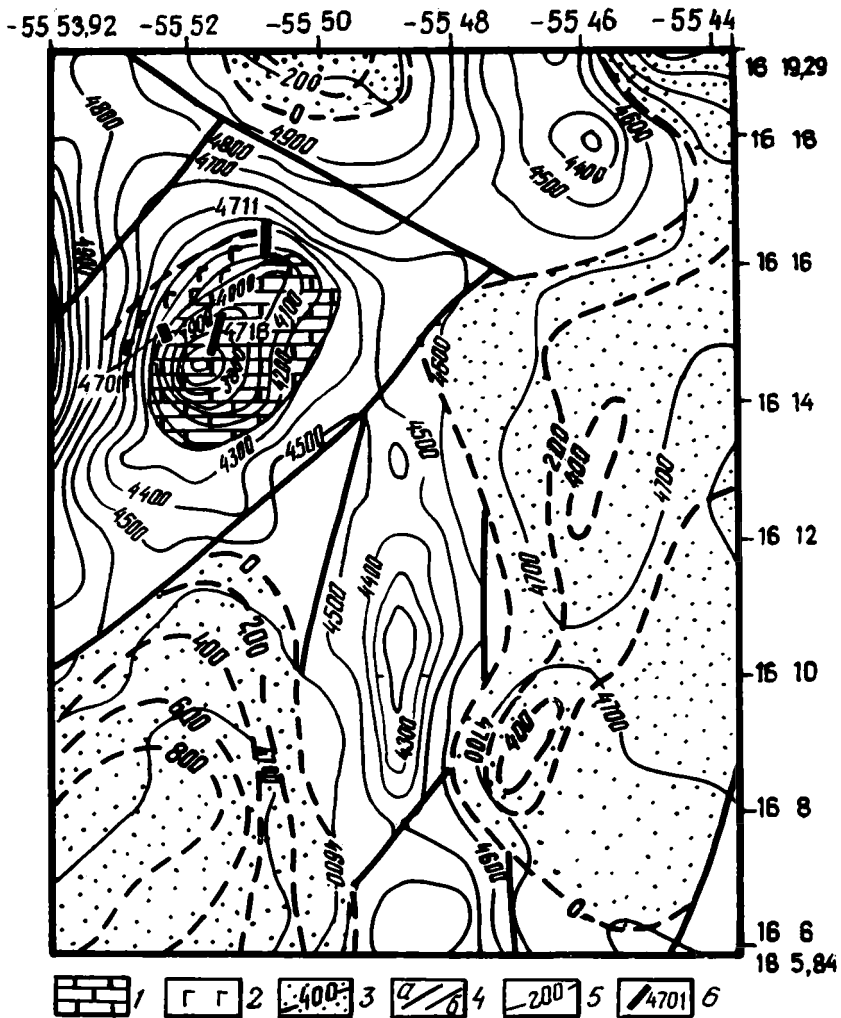


Рис. 3. Геологическая схема полигона «Барракуда»  
 1 — карбонатные и туфогенные отложения ( $N_2-Q$ ); 2 — базальты; 3 — прогибы в рельефе фундамента и изопахиты мощности осадков, м; 4 — разломы (а) и геологические границы (б); 5 — изобаты, м; 6 — станции драгирования и их номера

время на ст. 4711, где коренные породы драгированы с максимальной глубины 4300 м, получен и наиболее разнообразный материал, включающий не только базальты, диабазы, долериты, но и метаультрабазиты метагабброиды и metabазиты. Каменный материал, драгированный на ст. 4718, свидетельствует о том, что верхние части разреза океанической коры этого района сложены существенно карбонатными породами — мергелями и туфитами.

**Вулканические породы.** Базальты представлены несколькими петрографическими разновидностями. Чаще всего это афанитовые, афировые, мелкораскристаллизованные породы с мельчайшими игольчатыми микролитами плагиоклаза в стекловатой, гиалопилитовой матрице, полностью девитрифицированной и участками замещенной хлоритом, актинолитом и другими вторичными образованиями.

В субафировых и порфировых разностях вкрапленники представлены лейстами и скелетными образованиями плагиоклаза и в гораздо меньшей степени крупными фенокристами двоякоанного плагиоклаза. Отмечены гломеропорфировые скопления субфенокристов плагиоклаза, редкие вкрапленники светло-зеленого клинопироксена, а в одном случае — сростания вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза.

Данные драгирования в северной части хребта Барракуда (на станциях 4-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Номер станции	Координаты		Интервал глубин, м	Масса материала, кг	Описание образцов
	с. ш.	з. д.			
4701					
начало	16°15,0'	55°52,8'	4100	2	Мелкий щебень (1—5 см) измененных базальтов
конец	16°14,5'	55°52,6'	3900		
4711					
начало	16°16,8'	55°51,0'	4300	10	Угловатые обломки (до 15—20 см) базальтов, диабазов, долеритов, метаультрабазитов, метагаббронидов, метабазитов
конец	16°16,0'	55°51,0'	3900		
4718					
начало	16°16,0'	55°51,2'	3900	10	Крупные обломки (до 20—30 см) с кавернозной поверхностью, сложенной мергелями, туффитами
конец	16°14,8'	55°52,0'	3400		

Структура этой разновидности базальтов порфировая с девитрифицированной стекловатой основной массой. Изометричные миндалины выполнены чешуйками актинолита, хлорита, нонтронита и кальцита.

Максимально раскристаллизованные вулканиты представлены микродиабазами и микродолеритами с характерной офитовой структурой. Сложены они относительно крупными лейстами и табличчатыми индивидами плагиоклаза и интерстиционными темноцветными минералами, почти всегда нацело замещенными светло-зеленым актинолитом в микродиабазе и роговой обманкой зеленой и буроватой окраски (вероятно, керсутит) в микродолеритах. В микродиабазе в редких случаях отмечаются реликты относительно крупных вкрапленников пироксена.

За исключением микродолеритов, во всех остальных разновидностях вулканитов систематически, но в единичных количествах наблюдаются вкрапленники шпинели, встречающиеся как в виде отдельных индивидов в основной массе, так и в виде твердофазовых включений во вкрапленниках (точнее, в псевдоморфозах) клинопироксена, а в одном случае и в фенокристе плагиоклаза. Магнетит характерен для всех типов базальтов, а в микродолеритах представлен обильно в виде крупных изометричных выделений скелетной формы.

*Метаморфические породы.* Свежие породы составляют небольшую часть драгированного материала. В основном же поднятые на борт коренные породы относятся к метаморфизованным образованиям (метавулканитам и метаплутоническим породам).

Метавулканиты включают группу довольно однородных пород зеленосланцевой фации метаморфизма (метадиабазы и метадолериты). Представлены они существенно перекристаллизованными вулканитами, первичные петрографические особенности которых идентифицируются по сохранившимся реликтовым диабазовым и долеритовым структурам. Первичные темноцветные минералы этих вулканитов полностью перекристаллизованы и представлены в основном бледно-зеленым амфиболом (вероятно, актинолитом). Плагиоклаз также нацело замещен альбитом, хлоритом, серицитом. В пустотах и трещинах развиты правильные кристаллы эпидота, а также альбит-хлорит-пеннинный агрегат. Возможно, в породе присутствует также сфен.

Эта группа пород существенно отличается от базальтов, диабазов и долеритов по степени измененности, и в частности по набору вторичных новообразованных минералов (как псевдоморфных, так и заполняющих трещины и прожилки). Протолит этих метавулканитов, вероятно, представлял собой базальты второго сейсмического слоя океанической коры, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации.

Метаплутонические породы наиболее распространены среди драгированных метаморфитов. Основная часть этой группы пород объединяет преобразованные в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма различные фрагменты первично плутонического комплекса, относимого обычно к третьему сейсмическому слою

океанической коры. Характеризуются они разнообразием петрографических особенностей, что, видимо, стражает пестроту состава дометаморфического субстрата. Последний, очевидно, состоял из ультрабазит-габброидной (верлит-пироксенит-габбро-габбро-анортозитовой) ассоциации пород расслоенного комплекса кумулятивной природы.

Особо следует отметить образец метаультрабазита, который может быть отнесен к метаморфизованным *мантийным* ультрабазитам реститового происхождения. Эта порода сложена тонковолокнистым агрегатом, состоящим из талька и актинолита, умеренно рассланцована и имеет микроплойчатую текстуру. В образце обнаружены несколько зерен относительно крупных ( $>1$  мм) индивидов хромшпинелида, по морфологическим особенностям, красновато-буроватой расцветке и другим свойствам (например, просвечивание в проходящем свете) весьма напоминающих реликтовые оксидные фазы именно мантийных перидотитов. Характерна широкая окисленная кайма по периферии отдельных зерен шпинелидов.

Большая часть метаморфизованных плутонических пород, видимо, имеет *магматическую* природу; по минералогическим и структурным признакам выделяются две основные группы: метаультрабазиты (метаверлиты и метапироксениты) и метагабброиды (перекристаллизованные пегматоидные габбро и габбро-анортозиты).

Метаультрабазиты в основном представлены существенно мономинеральными актинолититами, значительно реже актинолитит-горнблендитами. По текстурным и структурным особенностям метаультрабазиты слагают четыре разновидности пород: грубосланцеватые плейчатые актинолититы, тонкосланцеватые микроплойчатые актинолититы, массивные актинолититы и горнблендиты, фибробластовые амфиболиты.

Грубосланцеватые плейчатые актинолититы сложены параллельно ориентированными, светлыми, редко слабо-буроватыми тонкими призматическими удлиненными кристаллами актинолита, слагающего  $\sim 95\%$  породы. Иногда наблюдаются сростки актинолита с тальком. В некоторых образцах отмечено обилие мелкой россыпи титаномагнетита, в редких случаях — сфена (?). Структура этих пород гранонематобластовая.

Тонкосланцеватые микроплойчатые актинолититы сложены параллельно расположенными тонковолокнистыми, мелкими, удлиненными индивидами зеленоватого актинолита. Эта разновидность актинолититов имеет фибробластовую структуру.

В обоих типах метаморфитов наблюдаются прожилки с кварцем, кальцитом,  $\pm$ хлоритом,  $\pm$ эпидотом (?) и, возможно, сфеном.

Массивные актинолититы и горнблендиты сложены крупными лучистыми индивидами (иногда до 2 см и больше) порфиробластов и гранобластов актинолита и/или роговой обманки, расположенных в гранулированной массе мелких изометричных зерен того же минерального состава. Крупные зерна амфибола чаще всего занимают большую часть объема породы (до 90—95%). В мелкозернистой массе изредка диагностируются пренит, хлорит и, возможно, асбест; отмечены отдельные вкрапленники метаморфизованных шпинелидов; присутствуют также в незначительных количествах зерна рудной фазы, видимо гематита. Порода неравномернозернистая, структура порфиробластовая, гранобластовая.

Фибробластовые амфиболиты сложены преимущественно удлиненными лучистыми фазами амфибола, образующими сноповидный агрегат. Амфибол здесь ярко-зеленой окраски, резко плеохроирует до бесцветного и представлен скорее всего обыкновенной роговой обманкой. Эта разновидность метаморфитов также существенно мономинеральная; редко проявлены кальцит, пренит, хлорит и рудный минерал. Структура пород фибробластовая.

Метагабброиды в целом изменены в меньшей степени и представлены в разной степени перекристаллизованными пегматоидными габбро и габбро-анортозитами. В метагабброидах имеют место участки с сохранившимися реликтами, видимо, первичных вкрапленников пироксена и



плаггиоклаза. Пегматоидный пироксен иногда достигает  $2 \times 3$  см; максимальные размеры зерен плаггиоклаза не превышают  $0,5 \times 1$  см. Обычно кристаллы крупных размеров образуют сростки, скопления и погружены в матрицу мелкораскристаллизованного агрегата, состоящего из пироксена, плаггиоклаза, кварца и в меньшей степени хлорита, кальцита, эпидота (?). В некоторых случаях интерстиции мелких кристаллов заполнены внушительным количеством рудной фазы.

Необходимо отметить, что выделенные выше по петрографическим особенностям совокупности пород не представляют собой строгие группы; конвергенцией минералогических, структурных и текстурных признаков эти породы тесно взаимосвязаны друг с другом.

**Вулканогенно-осадочные образования ( $N_2-Q$ ).** Кроме описанных выше разнообразных вулканогенных и метаморфических пород в одной из драг (4718) обнаружены слабосцементированные мергели, туффиты и сильно измененные вулканогенно-осадочные породы, несомненно являющиеся фрагментами осадочного чехла, шапкообразно перекрывающего базальты. Из этих пород Э. П. Родионовой выделены и определены раннеплиоценовый и плейстоценовый комплексы фораминифер, что тем не менее не позволяет датировать возраст всего осадочного чехла в целом, так как он мог формироваться в течение значительно более длительного интервала времени.

**Реконструкция геологических событий.** При детальном изучении пород, драгированных со ст. 4711, были выявлены исключительно интересные и редкие для океанических областей образцы, позволяющие реставрировать ранние этапы геологической истории океанических комплексов хр. Барракуда. В них зафиксированы резкие, ревушие контакты базальтов с метаморфитами разного типа (метабазами и метаультрабазами), отражающие соотношения магматических и метаморфических событий при формировании океанической коры на этом участке Атлантики.

Петрографические исследования пород указывают, несомненно, на поздние по отношению к метаморфизму вулканические события, о чем свидетельствуют следующие факты: резкие контакты базальтов с метаморфитами, наличие угловатых и изометричных ксенолитов актинолитов и метабазитов в эндоконтактной части базальтов, закалочные, афанитовые структуры и ориентированное расположение мелких микролитов плаггиоклаза в базальтах у контакта с метаморфитами и другие петрографические признаки. Чрезвычайно важно, что базальты хр. Барракуда прорывают как метаплутонические породы (метаультрабазиты, представляющие третий сейсмический слой океанической коры), так и метабазиты, характеризующие второй сейсмический слой. Иначе говоря, разливи базальтов предшествовали этап формирования полного разреза океанической коры (дометаморфический субстрат) и процессы метаморфического преобразования ультрабазитов и базитов этой коры.

Следует отметить, что и базальты и актинолититы рассечены прожилками, заполненными кальцитом,  $\pm$ сфеном,  $\pm$ хлоритом. Одинаковый вещественный состав прожилков в обеих разностях пород свидетельствует о низкотемпературных гидротермальных процессах, сопутствующих или следующих за базальтовым вулканизмом.

Таким образом, можно предположить следующую последовательность геологических событий формирования океанической коры хр. Барракуда: формирование *дометаморфического субстрата*, включающего третий и второй сейсмические слои океанической коры; *метаморфическое преобразование* всего разреза океанической коры, связанное с дислокациями в коровых условиях (скорее всего в зонах трансформных разломов); последующие *вулканические процессы* (внедрение базальтов в метаморфизованную океаническую кору, происходившее, по-видимому, в Срединно-Атлантическом хребте); постмагматическое *низкотемпературное изменение* всех образований; наконец, перекрытие всего комплекса магматических и вулканических пород кайнозойскими осадками.

Тектоническая эволюция дна западной части Атлантического океана между 10—20° с. ш. до сих пор во многом остается проблематичной. В то время как в других местах Атлантики последовательность событий во многом восстанавливается по характеру распределения магнитных аномалий, здесь их интерпретация сильно затрудняется многочисленными разломными зонами и близостью магнитного экватора.

Анализируя данные по характеру распределения магнитных аномалий и разломных зон на западе Центральной Атлантики, многие авторы отмечали, что из-за сложности геологического строения отдельные модели построения тектоники плит сталкиваются здесь с рядом трудностей. Одной из них является сложность проведения границы между Северо-Американской и Южно-Американской плитами. Различные исследователи приходят к разным выводам о положении этой границы, считая, что она проходит южнее 10° с. ш. [20], по 13°45' с. ш. [36], около 20° с. ш. [12]. К. Бовин [17] полагает, что этой границей является разломная зона Барракуда. Наиболее справедливой представляется интерпретация Ф. Буисса, согласно которой эта крайне плохо выраженная граница проходит в широкой зоне от разлома 15° 20' — Барракуда до разлома Вима, где происходят правосторонние смещения со скоростью ~0,2 см/год [4].

Отмеченные выше расхождения обусловлены главным образом особенностями проводимых разными авторами глобальных реконструкций движений литосферных плит в западной части Атлантики. Появление новых материалов по геологии специфической зоны субширотных дислокаций, проявленной в виде асимметричных поднятий океанского дна (хребты Барракуда и Тибурон), позволило дать новую интерпретацию происхождения этих структур, тем самым лучше объясняя геодинамику зоны сочленения Малоантильской дуги и дна Западной Атлантики.

Тектоническая природа поднятия и трога Барракуда обсуждалась неоднократно, но из-за недостаточной изученности района она до сих пор во многом проблематична.

Ф. Бирч [14] предполагал, что северная часть этой зоны субширотных дислокаций относится к разлому Барракуда, с которым связаны растяжение и левосторонние смещения бортов разлома. С этим же разломом он связывал расположенные южнее субширотные поднятия дна, объясняя их возникновение блоковыми подвижками фундамента океанической коры.

Позднее В. Роуст и Б. Коллет [31] пришли к выводу, что в район хр. Барракуда продолжается разломная зона 15° 20' с. ш. Анализируя строение этой зоны по простираию, они отмечали, что к востоку и к западу от Срединно-Атлантического хребта симметрично расположены участки сжатия и растяжения, связывая это с изменениями кинематики движения плит в Атлантике, происходившими около 7 млн. лет назад. Район хр. Барракуда эти авторы относят к области сжатия, отмечая, что изменение простираия магнитных и гравитационных аномалий здесь обусловлено тектоническими подвижками различной природы.

К сходному выводу пришел Е. П. Дубинин [5], который на основании опубликованных материалов отметил, что разломная зона Барракуда представляет собой трансформный разлом со сжатием. Сопоставив имеющиеся батиметрические, гравиметрические и сейсмические данные, он заключил, что приразломный хр. Барракуда образовался при надвигании краев плит друг на друга, что лучше всего, по его мнению, объясняет природу положительных аномалий в свободном воздухе над хребтом и значительных отрицательных аномалий силы тяжести над расположенным севернее одноименным трогом.

Такие предположения хорошо согласуются с имеющимися геофизическими материалами по хр. Барракуда. Так, наблюдения за характером гравитационного поля, проведенные по профилям вкрест простира-

ния этого хребта [14], показывают, что положительные аномалии над хребтом (до 30 мГал) резко сменяются отрицательными аномалиями над сопредельной абиссальной равниной (до 140 мГал). Граница М со скоростями 7,9—8,4 км/с по этим профилям под абиссальной равниной залегает на глубинах около 14 км, но под хребтом она поднимается до 10 км. Характер этой границы на профилях свидетельствует о том, что «корень» этого хребта отсутствует, т. е. фиксируется нарушение изостазии на этом участке земной коры. Последнее подчеркивалось также К. Бовином [17], отмечавшим, что район хр. Барракуда в гравитационном поле характеризуется избытком масс. Скорее всего изостатическая неуравновешенность поддерживается тектоническим сжатием в зоне сочленения океанической коры Атлантики с Малоанtilьской островной дугой. Существование сжатия в субмеридиональном направлении подтверждается анализом землетрясения магнитудой 6,4, произошедшего в точке с координатами 19,8° с. ш., 56,0° з. д. [34].

Отмеченные выше геофизические данные и полученные в 4-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» материалы, свидетельствующие, что коренные породы хр. Барракуда сложены характерными для второго и третьего слоев океанической коры образованиями, позволяют считать, что существование асимметричных подводных хребтов на западе Центральной Атлантики лучше всего объясняется тектоническим сжатием океанической коры с выжиманием к поверхности различных ее частей. Скорее всего, крупные тектонические срывы происходили на границах разных слоев океанической коры в области раздела тектонически различных областей. Существование таких срывов в обстановке значительного сжатия с формированием крупных литопластин, сложенных различными частями океанической коры, обосновывается в последнее время многими исследователями [2, 7, 10]. Если действительно граница М нередко имеет тектоническую природу, то можно предположить, что подъем ее под хр. Барракуда связан с пологим надвигом, плоскость которого погружается в юго-юго-западном направлении. Океаническая кора перед фронтом Малоанtilьской островной дуги представляет собой в этом случае систему пологих чешуй (литопластин), погружающихся в юго-западном направлении (рис. 4). Во фронтальных, северных частях этих чешуй, выраженных хребтами Барракуда, Тибурон и др., должны быть обнажены нижние части океанической коры, что и обнаружено на хр. Барракуда.

Процесс горизонтального сжатия и поддвига океанической коры Западной Атлантики под Малоанtilьскую дугу хорошо подтверждается последними материалами глубоководного бурения «Джоидес Резольшен»; в 110-м рейсе было пробурено 9 скважин по профилю, проходящему через аккреционный комплекс Малоанtilьской дуги и прилегающую часть океанической коры (рис. 5). Результаты бурения подтвердили, что осадки океанического чехла в зоне поддвига интенсивно деформируются с образованием пологих надвигов, зон брекчирования и рассланцевания [13, 26]. Интересно, что в этом районе впервые был пройден скважиной деколlement, отразивший резкую смену деформированности осадков в чехле поддвигающейся океанической коры и во фронтальной части образующейся при этом аккреционной призмы.

По-видимому, перед фронтом Малоанtilьской дуги существует сложное поле горизонтальных напряжений, где происходит движение по относительно древним сдвигам (таким, как разломная зона Барракуда), в западной части которых появляются компоненты субмеридионального сжатия. Мало вероятно, что сжатие в субмеридиональном направлении обусловлено растяжением в районе абиссальной равнины Барракуда, так как значительные зоны растяжения обычно фиксируются резко повышенными тепловыми потоками. Измерения в рассматриваемом районе [4, 14] однозначно показывают отсутствие аномально высоких значений теплового потока, составляя в среднем  $30 \pm 10$  Вт/м<sup>2</sup>.

Скорее всего, характерные для областей сжатия структуры появляются на западе Центральной Атлантики не только при перестройке спре-

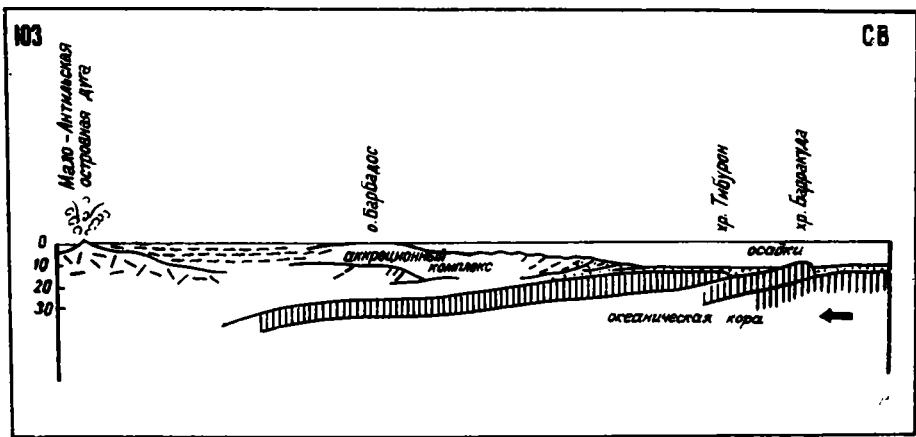


Рис. 4. Гипотетический профиль через зону сочленения дна Западной Атлантики и Малоантилльской островной дуги

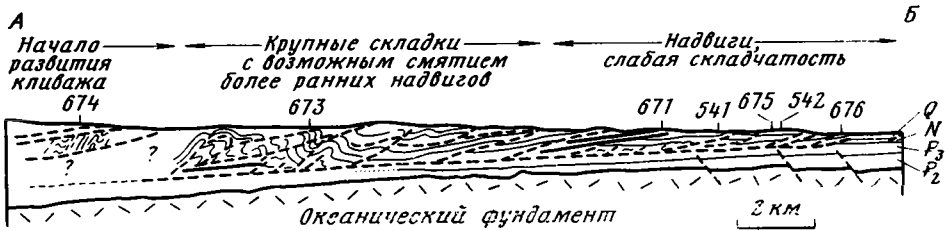


Рис. 5. Структурный профиль через фронтальную часть Барбадосской аккреционной призмы по [13])  
Положение профиля показано на рис. 2

динга в Срединно-Атлантическом хребте около 7 млн. лет назад, как считают В. Роуст и Б. Коллет [31], но и в результате взаимодействия океанической коры Атлантики и Малоантилльской островной дуги. Относительно легкие образования последней играли роль механического упора, способствуя тектоническому расслаиванию, короблению и скучиванию океанической коры в процессе поддвига ее под эту дугу. Влияние Малоантилльской дуги наглядно подтверждается изменением простирания хр. Барракуда вблизи дуги (см. рис. 2), где хребет приобретает северо-западное направление, в то время как восточный его фланг простирается субширотно.

Рассматриваемые хребты формировались, видимо, в условиях косо-го поддвига под Малоантилльскую островную дугу океанической коры Западной Атлантики; по данным [27, 33], направление этого поддвига ориентировано под углом как по отношению к простиранию островной дуги, так и к генеральному простиранию в этом районе крупных разломных зон (см. рис. 1). Вопрос о том, связан ли этот подвиг с движением на восток Карибской плиты или он обусловлен перемещением в противоположном направлении формирующейся в Срединно-Атлантическом хребте океанической коры, выходит за рамки данной статьи.

Предлагаемый механизм образования подводных хребтов на западе Центральной Атлантики, связанный с тектоническим скучиванием океанической коры вблизи зон субдукции в условиях тектонически расслоенной литосферы, возможно, имеет и более общее значение. Вполне вероятно, с его помощью можно объяснить происхождение таких, например, структур, как система субпараллельных подводных хребтов к юго-востоку от Марианской островной дуги (Каролинский, Даттон, Мичелсон), хребтов Дайто и Окидайто в Филиппинском море и некоторых других подводных структур, находящихся в сходной тектонической обстановке.

Авторы благодарны за ценные замечания в процессе подготовки статьи академику Ю. М. Пушаровскому, Л. И. Лобковскому, М. Д. Хуторскому и Д. И. Кудрявцеву, а также Ф. Буиссу, предоставившему дополнительные материалы по геологии рассмотренного региона.

#### Список литературы

1. *Басенция М. А., Колин А. И., Свистунов Ю. Н., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Тектоника зоны сочленения Малоангильской островной дуги и ложа Атлантического океана//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 40—54.
2. *Богданов Н. А.* О тектоническом скучивании коры в океанах//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
3. *Буданов В. Г., Бурьянов В. Б., Русаков О. М., Соловьев В. Д.* Глубинное строение земной коры зоны разломов Срединно-Атлантического хребта 17—9° с. ш.//Геофиз. сборник. 1979. № 89. С. 56—59.
4. Геотермальная активность и осадочный процесс Карибского региона. М.: Наука, 1990. 398 с.
5. *Дубинин Е. П.* Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 180 с.
6. *Коган Л. И., Шлезингер А. Е.* Океанические и континентальные структуры района плато Демерара (западная окраина Атлантики)//Осадочный чехол дна Мирового океана и суши. М.: Наука, 1984. С. 37—43. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 388).
7. *Пушаровский Ю. М.* Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли//XXVI чтение им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1986. 29 с.
8. *Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Пейве А. А., Турко Н. Н., Сколотнев С. Г., Лапунов С. М., Цуканов Н. В., Шербаков С. А.* Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1459—1463.
9. *Разницын Ю. Н., Трофимов В. В.* Тектоническое скучивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика)//Геотектоника. 1989. № 2. С. 45—56.
10. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.
11. *Bader R. G., Gerard R. D., Benson W. E., Bohli H. M., Hag W. W., Rothwell W. T., Rnef M. N., Reidel W. R., Sayles F. L.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Bash., 1969. V. 4. 753 p.
12. *Ball M. M., Harrison C. G. A.* Crustal plates in the Central Atlantic//Science. 1970. V. 167. P. 1128—1129.
13. *Behrmann I. H., Brown K., Moore I. C. et al.* Evolution of structures and fabrics in the Barbados Accretionary Prism. Insight from Leg 110 of the Ocean Drilling Program//J. Struct. Geol. 1988. V. 10. № 6. P. 577—591.
14. *Birch F. S.* The Barracuda Fault Zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies//Deep-Sea Res. 1970. V. 17. P. 847—859.
15. *Bonatti E.* Rock and sediments from Barracuda Fracture zone//Trans. 5-th Caribbean Geological Conference. Qucem college press, 1971. P. 78—79.
16. *Bouysse P., Westercamp D.* Effets de la subduction de rides oceaniques sur l'evolution d'un arc insulaire: l'exemple des Petites Antilles//Geol. France. 1988. № 2—3. P. 3—38.
17. *Bowin C.* Caribbean gravity field and plate tectonics//Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1976. № 169. 79 p.
18. *Bowin C.* Gravity and geoid anomalies of the Caribbean//9-th Caribbean Geol. Conf. Santo Domingo, 1960. V. 2. P. 527—538.
19. *Case I. E., Holcombe T. L.* Geologic — Tectonic Map of the Caribbean Region. Miscellaneous investigations Series. Map I-1100. Scale 1 : 2 500 000. NOAA. 1980.
20. *Collette B. I., Slootweg A. P., Verhoef I., Roest W. R.* Geophysical investigations of the floor of the Atlantic Ocean between 10° and 38° N (Kroonlag Project)//Proc. Koninklijke Nederlandse Academie van Wetenschappen. Ser. B. 1984. V. 87. P. 1—76.
21. *Collette B. I., Rutten K. W.* Crest and fracture zone geometry of the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 16° N//Nature. Phys. Sci. 1972. V. 237. P. 131—134.
22. *Collette B. I., Schouten I. A., Rutten K., Slootweg A. P.* Structure of the Mid-Atlantic Ridge Provenance between 12° and 18° N//Mar. Geophys. Res. 1979. V. 2. P. 143—179.
23. *Dorel I.* Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 679—695.
24. *Embley R. W., Ewing Y. I., Ewing M.* The Vidal deep-sea channel and its relationship to Demerara and Barracuda abyssal plains//Deep-Sea Res. 1970. V. 17. P. 539—552.
25. General Bathymetric Charts of the Oceans (GEBCO). Sheet 5.08. Scale 1 : 10 000 000. Ottawa: Canadian Hydrographic chart Distribution Office, 1982.
26. Geotimes. Accretionary complex penetrated, defined. 1987. V. 1. P. 13—16.
27. *McCann W. R., Sykes L. R.* Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: implications for the tectonics and seismic potential of the North Western Caribbean//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 4493—4519.
28. *Marlow M. L., Garrison R., Martin I., Trumbull A., Cooper A.* Tectonic transition zone in the northeastern Caribbean//J. Res. U. S. Geol. Surv. 1974. V. 2. P. 289—302.
29. *Paitson L., Savit C. H., Blue D. M., Knox W. A.* Reflection survey at Barracuda Fault//Geophysics. 1964. V. 29. № 6. P. 941—950.

30. *Peter G., Westbrook G. K.* Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex//*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1976. V. 60. № 7. P. 1078—1106.
31. *Roest W. R., Collette B. I.* The Fifteen Twenty Fracture Zone and the North American — South American plate boundary//*J. Geol. Soc. London.* 1986. V. 143. P. 833—843.
32. *Speed R., Torrini Ir., Smith P. L.* Tectonic evolution of the Tobago Through Forearc Basin//*J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B3. P. 2913—2936.
33. *Sykes L. R., McCann W. R., Kafka A. L.* Motion of the Caribbean plate during the last 7 millions years and implications for earlier cenozoic movements//*J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 10656—10676.
34. *Sykes L., Sbar M. L.* Focal mechanism solutions of intraplate earthquakes//*Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area.* 1974. P. 207—224.
35. *Vogt P. R., Anderson C. N., Bracey D. R.* Mesozoic Magnetic Anomalies Sea-Floor spreading and Geomagnetic Reversals in the SW North Atlantic//*Geophys. Res.* 1971. V. 76. № 20. P. 4796—4823.
36. *Vogt P. R., Perry R. K.* North Atlantic Ocean: Bathymetry and Plate Tectonic Evolution//*Geol. Soc. Amer. Map and Chart Ser., MC-35.*

Геологический институт  
АН СССР, Москва,  
109017

Поступила в редакцию  
19.X.1989

## ДИСКУССИИ

УДК 55.001.35 : 551.71

© 1990 г.

РЕЗАНОВ И. А.

## К ДИСКУССИИ О ПРИРОДЕ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР РАННЕГО АРХЕЯ

Одной из дискуссионных проблем тектоники раннего докембрия является выяснение генезиса характерных для той эпохи крупных концентрических структур, получивших наименование гнейсовых складчатых овалов [15], кольцевых структур [4], тектоноконцентроров [3] и т. д. Ряд исследователей считают их следами падения гигантских метеоритов [5, 12], другие объясняют их эндогенными причинами, причем различными [3, 8], третьи допускают их смешанный метеоритно-эндогенный генезис [10, 15].

Л. И. Салоп писал: «Наиболее характерными элементами тектонической структуры катархея являются крупные концентрические (округлой или неправильной формы) складчатые системы, выделенные нами как гнейсовые складчатые овалы, а также расположенные между ними межовальные поля со своеобразным сочетанием куполов и обширных брахиформных мульд» [16, с. 67]. «Такие складчатые системы... представляют собой концентрически расположенные ансамбли складок разных размеров и форм, преимущественно линейных и изоклинальных, с явно выраженной центростремительной вергенцией (перемещением масс к центру системы). Большие складки осложнены складками более мелких порядков, вплоть до микроплойчатости...» [16, с. 33].

Природа гнейсовых складчатых овалов, развитых в катархейском фундаменте древних платформ, и будет предметом нашего исследования. Мы не касаемся здесь других более молодых концентрических структур, например выделяемых Л. И. Салопом [16] гнейсовых куполов, характерных для палеопротозоя (позднего архея). За рамками статьи находятся и все кольцевые структуры, проявляющиеся в отложениях протерозоя и фанерозоя и, в частности, отраженные на аэрокосмоснимках.

Таким образом, речь идет лишь о самом древнем этапе развития Земли, предшествовавшем эпохе архейских зеленокаменных поясов, начало формирования которых относится сейчас ко времени 3,6—3,5 млрд. лет. Этот древнейший этап выделяется как раннеархейский или катархейский [16].

Остановимся сначала на взглядах тех исследователей, которые прямо или косвенно связывают кольцевые структуры с метеоритными кратерами. «По своей форме и размерам и расположению концентрические складчатые системы (гнейсовые овалы) катархея весьма похожи на громадные метеоритные кратеры Луны, Марса и Меркурия... Между тем, как мы показали, упомянутые катархейские структуры имеют несомненно эндогенное происхождение и, добавим, не несут никаких признаков ударных явлений. Устранение противоречия мы видим в предположении о том, что эти структуры являются лишь отражением в более поздних образованиях космогенетических структур самого раннего развития планеты. ...древнейшие астроблемы „просвечивают“ сквозь залегающие на них мощные толщи интенсивно дислоцированных и метаморфизированных супракристалльных пород катархея» [16, с. 72].

По мнению В. М. Моралева и М. З. Глуховского, «...в местах выплавления первичной ультрабазит-базитовой коры происходило зарождение хаотично расположенных крупных кольцевых структур. Это выплавление в „горячих точках“ связано с процессами радиоактивного разогрева латерально неоднородной мантии, которые, как полагают, были стимулированы ударами крупных метеоритов» [10, с. 21].

В пользу метеоритной гипотезы свидетельствует то, что на Луне все крупные кольцевые образования большинством исследователей связываются с падениями метеоритов [5, 11, 12]. Заметим, что метеоритная природа крупнейших и крупных лунных кратеров — не единственное объяснение их генезиса. Существует точка зрения, рассматривающая эти округлые лунные образования как следы вулканической деятельности [8]. Но, если мы станем трактовать все кольцевые структуры Луны как следы метеоритных ударов, то и такая позиция не объяснит широкого распространения на Земле в катархее концентрических структур. Если исходить из единой для системы Земля — Луна плотности метеоритного потока, то на нашей планете должно было образоваться 2500—3000 бассейнов диаметром в 100 км и более [17]. Учитывая же плотность гнейсовых овалов на Алданском, Африканском, Канадском и других щитах, можно подсчитать, что общее количество всех овальных структур диаметром более 20—200 км, составляло на Земле в катархее от 100 тыс. до 1 млн. Таким образом,

за счет метеоритных ударов можно объяснить не более одной сотой общего числа кольцевых структур, существовавших тогда на нашей планете.

Если бы Земля в начале истории подверглась интенсивной метеоритной бомбардировке, в результате которой образовались многочисленные кратеры диаметром до 100—500 км, то в породах того времени мы должны были бы обнаружить брекчи, состоящие из обломков, выброшенных из кратеров. В разрезе катархей обнаружены кварциты, высокоглиноземистые сланцы, метавулканисты, карбонаты, графитовые сланцы и т. д. Разнообразные по составу породы брекчий отличались бы от вмещающих пород, и эти различия не мог бы затушевать последующий метаморфизм. Однако, несмотря на достаточно высокую изученность разрезов катархей, в нем не обнаружено обломочных пород. Таким образом, можно утверждать, что в течение всего времени, когда накапливался разрез катархей, Земля не подвергалась ударам крупных метеоритов, сопровождавшимся выбросом пород из кратеров.

Конечно, чтобы спасти метеоритную гипотезу, можно встать на крайнюю точку зрения и считать, что бомбардировка имела место до отложения катархейских толщ и породы, подвергшиеся метеоритной обработке, не вскрыты эрозией. Но с такой позицией невозможно спорить. Невозможно дискутировать и с другим крайним взглядом — предположением, что все взрывные брекчи и импактиты уничтожены последующей эрозией.

Одним из аргументов в пользу метеоритной природы раннеархейских кольцевых структур В. П. Полосухин называет «встречающиеся в россыпях ударно-взрывные (импактные) алмазы и специфические не связанные с кимберлитами разновидности алмаза — карбонадо и баллас» [12, с. 1434]. Эти алмазы встречены в кайнозойских россыпях вблизи древних платформ. На этом основании он полагает, что «импактные алмазы указанных россыпей поступили из древнейших формаций и имеют возраст не моложе 3—3,5 млрд. лет» [12, с. 1435], образовавшись ранее 3,8—3,9 млрд. лет, когда, по его мнению, Земля подвергалась такой же метеоритной бомбардировке, что и Луна. Поскольку в разрезе катархей нет следов импактных процессов, вызванных метеоритными ударами, нет оснований относить импактные алмазы к катархейской эре. Если эти алмазы действительно образовались в результате метеоритных ударов, то последние имели более молодой возраст вплоть до современного.

Обратимся к гипотезам, объясняющим кольцевые структуры эндогенными причинами. О. Б. Гинтов [3] объясняет образование первичных концентрических структур следующим образом. Первоначально возникло прогибание вследствие уменьшения объема недр, вызванного охлаждением. Затем подъем по кольцевым разломам к поверхности мантийных расплавов и излияния их во впадины, а также скопление магмы по их обрамлению с образованием кольцевого вала. Затем «эрозия кольцевого обрамления и накопление осадочной толщи во внутрикольцевом пространстве при одновременном активном выветривании излившихся там базальтов и поступлении из мантии щелочей создали благоприятные условия для сортировки вещества первичной коры, ее метаморфизма и начальной гранитизации. Сформировались гранулитовый и первый плагиогранитовый комплексы стабильного ядра» [3, с. 37]. Искусственность нарисованной картины очевидна: уменьшение объема, вызываемого охлаждением недр, столь незначительно, что не может образовать на Земле сотни тысяч впадин диаметром в десятки-сотни километров; непонятно, как в приповерхностных условиях мог проявиться гранулитовый метаморфизм; не объясняется сложная концентрическая складчатость, характерная для катархейских гнейсовых овалов, и т. д.

Л. И. Салоп, хотя и допускает, что кольцевые структуры могли возникнуть на месте метеоритных кратеров, считает гнейсовые овалы в основном эндогенными образованиями: «Концентрические складчатые системы (овалы), вероятно, возникли в результате поднятия крупных масс мобилизованного и частично реоморфизированного материала (реона) земной коры. Учитывая их весьма большие размеры (до 800 км, в поперечнике), можно полагать, что источник энергии находился на значительной глубине, по-видимому, в верхней или даже средней мантии. Причиной подъема реона было неравномерное продвижение теплового фронта из недр планеты к ее поверхности» [16, с. 68]. Состав поднимающегося реона — гранито-гнейсы. Подъем гранито-гнейсов сквозь кристаллические сланцы мог осуществляться только по механизму глубинного диапиризма. Чтобы этот механизм систематически работал, необходима значительная разница в плотности проницаемых и поднимающихся пород. В случае соляного диапиризма она достигает 0,4 г/см<sup>3</sup>. Плотность же поднимающегося реона, если он сложен гранитами, практически неотличима от плотности прорываемых пород. Поскольку с глубиной основность пород коры возрастает, то расплав, возникший в результате частичного или полного плавления протокоры, должен был иметь даже большую плотность, чем ее верхние гранитизированные горизонты. Такой материал не станет подниматься в виде диапира, даже если он разогрет. Закономерное увеличение в коре плотности пород с глубиной (что фиксируется увеличением с глубиной скорости сейсмических волн) делает крайне маловероятным механизм глубинного диапиризма и тем более его повсеместное распространение в катархее.

Правильно понять причины формирования катархейских кольцевых структур мы можем, опираясь на их строение. М. З. Глуховский указал на три основные их особенности. Первой является то, что «с глубиной эрозионного среза заметно увеличивается степень отождествления кольцевых структур с различными элементами тектоники» [4, с. 58], т. е. структуры эти глубинные. Они сложены более древними базит-гипербазитовыми образованиями докембрия. Вторая особенность — преимущественное развитие в их центральных частях наиболее глубинных магматических образований (кимберлитов и других основных и ультраосновных пород), тогда как гранитоиды развиты преимущественно в краевых частях. Третьей особенностью является их



исключительная устойчивость и консерватизм, что косвенно указывает на большую глубину их заложения.

В Приднестровском массиве Украинского щита детальное картирование концентрических структур выявило характерную их черту — субвертикальные или крутые залегания полосчатости. Поэтому А. Н. Казаков [6] считает, что кольцевые структуры катархея нельзя отнести ни к куполам, ни к мульдам. Он назвал их цилиндрическими, трубообразными структурами: оси их вертикальные, а сечение круглое, овальное или более сложное. Добавим такие особенности кольцевых структур катархея, как их повсеместное распространение в породах этого возраста и одновременность их образования, — они возникли после отложения катархейского комплекса осадков, но до накопления пород архейских зеленокаменных поясов.

По нашему мнению, катархейские гнейсовые овалы возникли в результате прорыва сквозь земную кору гигантских газовых пузырей во время исключительно мощной дегазации Земли в эпоху после 4,0 млрд. лет назад. Причины этой дегазации следующие. В работах [13, 14] показано, что Земля в начале своей истории сохраняла плотную первичную (преимущественно водородную) атмосферу, создававшую давление на земную кору не менее чем в 5—6 кбар. Это дополнительное давление и было причиной того, что катархейские породы оказались метаморфизованными в гранулитовой фации, хотя они находились тогда непосредственно у дневной поверхности. То, что гранулитовый метаморфизм протекал в катархея в породах, залегающих вблизи дневной поверхности, подтверждается следующим. 1. В основании архейских зеленокаменных поясов отсутствуют или мало мощны обломочные породы. Следовательно, перед их образованием не было сколько-нибудь значительной эрозии катархея. 2. Общее количество осадочных пород на Земле таково, что средняя величина эрозии за всю историю Земли не превышала 5 км [14].

Ко времени 3,8 млрд. лет плотная первичная атмосфера покинула планету. Об этом свидетельствует низкий метаморфизм (амфиболитовая фация низких давлений), свойственный супракрустальным породам района Исуа в западной Гренландии. Уход с Земли плотной водородной атмосферы был ускорен фазой интенсивной метеоритной бомбардировки Земли, следы которой документированы на Луне. Ряд специалистов по Луне считают, что  $4000 \pm 50$  млн. лет назад имел место всплеск метеоритной бомбардировки Луны (лунный катаклизм), который проявился и на Земле [17, 18]. Расчеты, приведенные в [14], показывают, что дополнительной энергии от метеоритного роя было достаточно, чтобы удалить с Земли водородную атмосферу. Существование у Земли со времени ее образования до эпохи  $4000 \pm 50$  млн. лет плотной атмосферы было причиной того, что в катархейских породах нет следов метеоритной переработки пород. Все метеориты, включая крупные, сгорали в плотной атмосфере.

Быстрый уход первичной атмосферы Земли  $4000 \pm 50$  млн. лет назад привел к снижению давления на породы коры и верхней мантии не менее чем на 5—6 тыс. атм. Следы интенсивной вулканической деятельности в течение катархея свидетельствуют о том, что в то время в верхах мантии существовали магматические очаги, причем в значительно большем объеме, чем в настоящее время. Снижение давления привело к тому, что значительная часть летучих веществ, растворенных в магме, «выскпелала», т. е. выделилась в газовую фазу. Это стимулировало два процесса: 1) постепенную миграцию газов к кровле магматического очага в мантии; 2) формирование в определенных зонах магматического очага наряду с базальтовой также и коматитовой магмы. Как известно [9], последняя образуется в условиях резко повышенного флюидного давления. Остается открытым вопрос, сколько времени было необходимо для того, чтобы возникшие в магматическом очаге мельчайшие газовые пузырьки смогли просочиться в кровлю магматического очага и образовать там настолько крупную «газовую шапку», чтобы последняя смогла, преодолев сопротивление коры, прорваться наружу. Вероятно, еще большее время было необходимо для того, чтобы достигла земной поверхности коматитовая магма.

Накапливавшиеся в кровле магматических очагов скопления газов в конце концов преодолевали сопротивление коры и вырывались наружу в виде гигантских пузырей-диапиров. Такие прорывы газов и образовали характерные для катархея округлые гнейсовые овалы. Поскольку магматические камеры имели место в мантии по всей планете, газовые скопления возникали также повсеместно и взрывной характер дегазации Земли проявился по всей планете, создав своеобразный, позже никогда не повторявшийся узор в виде округлых структур диаметром от 20—50 до 200—500 км.

Выше отмечалось, что катархейские складчатые гнейсовые овалы характеризуются такими особенностями, как трубообразный характер структуры, приуроченность к их центральным частям кимберлитов и других ультраосновных пород, большая глубина заложения. Все эти особенности строения закономерны, если связывать образование этих концентрических структур с прорывом из верхней мантии гигантских газовых пузырей. Они как диапир прорывали полурасплавленную первичную кору планеты и, раздвигая ее в стороны, образовывали концентрические структуры. Расположенные в центре таких овалов кимберлиты и другие глубинные породы фиксируют след выхода на дневную поверхность газового пузыря (газовой струи), поскольку вместе с газовой фазой к поверхности частично могла прорваться и магма.

При подъеме диапира (газового пузыря) сквозь земную кору происходит встречное движение — затягивание материала коры вниз по периферии поднимающегося тела. Таким путем создаются на поверхности планеты отрицательные компенсационные зоны. В частности, они повсеместно развиты по периферии соляных диапиров. Очевидно, что аналогичные компенсационные впадины должны были образовываться и по периферии катархейских газовых диапиров. Вероятно, расположенные по обрам-

лению катархейских гнейсовых овалов прогибы зеленокаменных поясов и представляют по своей природе компенсационные образования. Как известно [16], нижняя часть разреза архейских зеленокаменных поясов сложена в основном коматитовыми лавами. Формирование мощных скоплений газов и коматитовой магмы — это два взаимосвязанных процесса, вызванных одной общей причиной — снижением давления в литосфере.

Возможно, что подъем газового диапира (и соответственно формирование гнейсовых складчатых овалов) и излияния коматитовой и базальтовой магмы не были разделены во времени. Возникшие в результате подъема газового диапира компенсационные впадины заполнялись одновременно или спустя определенный отрезок времени базальтовыми и коматитовыми лавами. По мере изучения архейских зеленокаменных поясов время начала их образования все более и более удревяется. Наиболее ранним примером таких образований являются вулканические прогибы Исуа в Гренландии, разделенные гранито-гнейсами. Наряду с осадочными породами там распространены базальтовые лавы и встречаются ультрабазиты с очень высоким содержанием магния, близкие коматитам [1]. Формирование прогибов пояса Исуа произошло 3,8 млрд. лет назад. Автор этих строк рассматривает куполовидное поднятие в районе Исуа как след газового диапира, а обрамляющие его прогибы — как компенсационные впадины. Обратим внимание, что в отложениях прогибов Исуа обнаружены породы, напоминающие перетолженный вулканический пепел, содержащий обломки кислых метавулканических пород [1]. Это свидетельствует об эксплозивной деятельности. Возможно, что пепел и вулканические бомбы образовались во время взрывов, вызываемых прорывом газового пузыря к дневной поверхности.

Имеющиеся данные не позволяют еще оценить длительность этапа дегазации мантии, вызванной снижением в ней давления на 5—6 кбар. Этот процесс мог быть относительно кратковременным (миллионы, первые десятки миллионов лет) и следовать непосредственно за срывом первичной атмосферы. Но процесс дегазации мог продолжаться и в течение 200—300 млн. лет, вплоть до начала образования зеленокаменных поясов (до 3,6—3,5 млрд. лет). И в том, и в другом случае каждый гнейсовый овал мог неоднократно служить местом прорыва газов. Многократная дегазация, вероятно, и была причиной формирования сложной складчатой структуры, характерной для катархейских концентрических овалов.

Следует подчеркнуть, что механизм газовых диапиров автор этих строк распространяет лишь на катархейские структуры, формирование которых проходило ранее или одновременно с архейскими зеленокаменными поясами. Что же касается концентрических структур более позднего времени, включая и те, что фиксируются на аэрокосмических снимках, то их генезис, вероятно, иной и здесь они не обсуждаются. Заметим лишь, что в книге [2], на наш взгляд, своевременно обращено внимание на эксплозивную природу многих концентрических структур Земли. Такая точка зрения выступает сейчас как альтернатива метеоритной гипотезе.

#### Список литературы

1. Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии//Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188.
2. Взрывные структуры шитов и платформ/М.: Недра, 1985. 210 с.
3. Гинтов О. Б. Первичные концентрические структуры земной коры//Геотектоника. 1979. № 2. С. 29—40.
4. Глуховский М. З. Кольцевые структуры Юго-Востока Сибири и их возможная природа//Геотектоника. 1978. № 4. С. 50—62.
5. Зейлик Б. С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). М.: Наука, 1978. 120 с.
6. Казаков А. Н. Развитие структуры в раннем докембрии. Геология и геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. 256 с.
7. Космохимия Луны и планет/Отв. ред. А. П. Виноградов. М.: Наука, 1975. 764 с.
8. Кропоткин П. Н. Кольцевые структуры Луны, Марса и других планет//Взрывные кольцевые структуры шитов и платформ/М.: Недра, 1985. С. 185—193.
9. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1974. 262 с.
10. Моралев В. М., Глуховский М. З. О тектонике фундамента Сибирской платформы//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 10. С. 38—44.
11. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 326 с.
12. Полосухин В. П. Следы интенсивной метеоритной бомбардировки Земли//Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 6. С. 1434—1437.
13. Резанов И. А. О физических условиях на поверхности Земли в катархее//Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 6. С. 137—139.
14. Резанов И. А. Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. № 4. С. 104—113.
15. Салон Л. И. Два типа структур докембрия, гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Вып. 4. С. 5—30.
16. Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
17. Grieve R. A. Impact bombardment and its role in protocontinental growth of the early Earth//Precambrian Res. 1980. № 10. P. 217—247.
18. Tera P., Wasserburg G. J. U—Th—Pb systematics on lunar rocks and inference about lunar evolution and the age of the moon//Proc. 5th Lunar Sci. Conf. 1974. V. 2.

## РЕЦЕНЗИИ

ЛЕВИН Л. Э.

## НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТЫ КУБЫ

Публикация принципиально новых Геологической карты Кубы масштаба 1 : 250 000 (на 40 листах) и Тектонической карты Кубы масштаба 1 : 500 000 (на 4 листах) явилась одним из итогов многолетнего сотрудничества между Институтом геологии и палеонтологии АН Республики Куба и Геологическим институтом АН СССР. Однако значение этой работы в плане организации международной кооперации ученых значительно важнее, поскольку в ней приняли участие геологи Болгарии, Венгрии, Польши, проводившие детальные геологические съемки в различных районах Кубы. Руководители работ по составлению Геологической карты: М. Борковска (Польша), Г. Хамор (Венгрия), Ю. М. Пушаровский (СССР), Х. Суарес (Куба), И. Велинов (Болгария). Главные редакторы: А. А. Моссаковский (СССР), Г. Е. Некрасов (СССР), С. Д. Соколов (СССР). Последнее подчеркивает ведущую роль коллектива ученых нашей страны, возглавлявшегося акад. Ю. М. Пушаровским, в решении этой большой и трудной задачи.

Работа над Геологической картой началась более 20 лет назад с обобщения всех имевшихся тогда скудных материалов. Она завершилась в 1967 г. публикацией первой Тектонической карты Кубы масштаба 1 : 1 250 000 и книги «Геология и полезные ископаемые Кубы». Рецензируемая новая карта, составленная для одного из сложнейших тектонических регионов мира, бесспорно, представляет наилучший пример геологической картографии.

При ее обсуждении прежде всего обращает внимание дробная многокрасочная легенда. Она включает дифференциацию четвертичных отложений на 15, неогеновых — на 9, палеогеновых — на 18, позднемиоценовых — на 9, раннемиоценовых — на 9, позднеюрских — на 7 и ранне- и среднеюрских — на 4 разновозрастных и литологически различных комплексов. Для каждого из них в легенде даются и местные названия формаций<sup>1</sup>. Столь дробное отображение геологии могло быть достигнуто только на основании множества фаунистических и радиохронологических датировок. При этом большинство пунктов отбора фауны показано на карте.

Далее легенда содержит подразделение интрузивных ассоциаций с соответствующей возрастной дифференциацией на 17 групп. Среди образований палеогенового и мелового возраста выделяются группы основных (базальты), промежуточных и кислых (андезиты, граниты, диориты, дациты) пород. Образования юрского и домезозойского возраста принадлежат офиолитовой ассоциации с выделением дайкового комплекса, габброидов и ультраосновных пород — гарцбургитов, лерцолитов, дунитов. Отдельно выделена домезозойская ассоциация ультраосновных и основных метаморфических пород.

Большое число (до 19) наложенных штриховых обозначений посвящено дифференциации литологии вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и фациям метаморфизма — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой. Другие штрихи отображают на карте позицию соляных куполов, простираения, разрывные нарушения и надвиги, контуры распространения формации и фаций метаморфизма. Легенда в целом направлена на максимально полное обобщение всей суммы накопленных знаний и соответствует поставленной цели. В свою очередь, отображение на карте столь детального расчленения мезозойско-кайнозойского разреза вполне отчетливое. Оно дает наглядное представление о позиции тектонических зон и основных особенностях гетерогенной геологии Кубы. Эти особенности включают: расслоенность коры; сочетание в ее эволюции разноориентированных эпох растяжения и сжатия; океанско-островодужную природу складчато-надвигового позднемиоценового подвижного пояса; взаимосвязи возникновения некоторых элементов строения с образованием Юкатанской котловины (дискордантной раннекайнозойской островной дуги на востоке Кубы, системы поперечных грабенов и других).

Сочетание продольной и поперечной зональности в строении Кубы совершенно очевидно из составленной карты. Преобладающая продольная зональность следует из последовательного замещения отложений различного возраста и генезиса в направлении с севера на юг. Позиция самой северной зоны (зона Ремедиос), являющейся продолжением шельфа Северо-Американского континента, устанавливается по распространению преимущественно мелководно-морских среднеэоцен-плейстоценовых отложений.

<sup>1</sup> Формации указываются в понимании западных геологов, т. е. по стратиграфической принадлежности.

В тектонические деформации они были вовлечены в конце эоцена с образованием шарьяжно-складчатой структуры и накоплением толщ карбонатной олистостромы [2].

Далее следует зона мезозойско-кайнозойского континентального склона (зоны Камагуани и Эсперанса), которая прослеживается по наличию в разрезе мелководно-морских и глубоководных отложений в диапазоне от поздней юры до среднего эоцена. Она обрамлена с юга зонами палеоокеанического бассейна (зоны Пласетас и Росарио), представляющей разновозрастными глубоководными образованиями с породами офиолитовой ассоциации. Отмеченные три зоны ограничены на юге глубинным разломом-надвигом. Вдоль него прослежены многочисленные пластины ультрабазитов и габбро. Все это в совокупности представляет фрагменты палеоокеана.

Еще южнее на карте показана область распространения лавобрекчий и туфов мелового возраста, т. е. вулканической островной дуги (зона Саса). Образования этой зоны прослеживаются и значительно севернее в виде шарьяжно-складчатых пластин, перемещенных в середине эоцена [2, 3].

Особый интерес представляет следующая к югу зона, включающая горы Эскамбрай, о-в Хувентуд и горы Сьерра-де-Лос-Органос. В ее пределах развиты ранне- и среднеюрские терригенные образования, преимущественно кварцевые песчаники, в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях метаморфизма с фрагментами домезозойских пород. Предполагается, что они представляют пластины, перемещенные на Кубу с Южно-Американского континента [2].

Обращает внимание кольцевая структура этих пород в пределах гор Эскамбрай и о-ва Хувентуд с радиальными системами разрывных нарушений. Для ее объяснения, вероятно, можно привлечь данные по массиву Сьерра-де-Кристалль. Он сложен гарцбургитами и дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом, рудами с высокохромистым хромшпиннелидом. Аллохтонная природа этого массива установлена только в восточной части, тогда как на западе (массив Нипе — Кристалль) предполагается наличие подводящего канала из мантии [1, 3]. Не исключено, что мантийный диапир Нипе — Кристалль является лишь далеким апофизом более крупного диапира, контролирующего спрединг в Юкатанской котловине. Другие, более глубокие его апофизы способствовали образованию наложенной кольцевой структуры перемещенных пластин гор Эскамбрай и о-ва Хувентуд. В этой же связи следует предполагать рифтовую природу поперечного грабена Кауто — Нипе на востоке Кубы, а возможно, и других поперечных грабенов. Все они хорошо прослеживаются на карте по распространению молодых, олигоцен-неогеновых и плейстоценовых, отложений.

К поперечным структурам относится и зона Сьерра-Маэстра, представляющая юго-восточное обрамление грабена Кауто — Нипе. Она прослеживается на карте по развитию андезит-базальтовых и андезитовых лав и туфов раннекайнозойского возраста с многочисленными интрузиями диоритов и гранодиоритов. Эта островодужная ассоциация включает также свиту Эль-Кобре, представленную переслаиванием базальтов, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Упомянутая свита рассматривается некоторыми исследователями в качестве приподнятого блока второго слоя коры Юкатанской котловины. Если такое заключение справедливо, то разрез зоны Сьерра-Маэстра дает основание судить о различиях в формировании второго слоя коры краевых морей и океанов.

Тектоническая карта Кубы (главный редактор Ю. М. Пушаровский, ответственные редакторы А. А. Моссаковский и Х. Суарес) выполнена на основе двустороннего соглашения между Академиями наук СССР (Геологический институт) и Кубы (Институт геологии и палеонтологии). Тектоническая карта представляет несомненный интерес в методическом отношении как пример среднемасштабного тектонического анализа сложных покровно-складчатых сооружений. В основу легенды положено выделение структурно-формационных комплексов, интерпретация которых дана, исходя из современных актуалистических моделей. Цветовой гаммой показаны комплексы континентальных окраин, субокеанических бассейнов, энзиматических дуг и деструктивных зон. Разные знаки и крап отражают формационную природу. По латерали структурно-формационные комплексы замещают один другого по геодинамическому принципу в соответствии с основными структурными элементами Кубы. Легенда информативна, удачно скомпонована и легко читается.

Очень интересны небольшие схемы-врезки «Типы земной коры Кубы и прилегающих акваторий» и «Неотектоническая карта Кубы», выполненные в масштабе 1 : 2 500 000. Земная кора Кубы крайне гетерогенна. Выделяются структуры континентальной коры, континентальной коры с аллохтонными элементами чехла Южно-Американского континента, кора переходного типа поздне мелового возраста в двух модификациях со слабо и хорошо выраженным гранитно-метаморфическим слоем и с реликтами древней континентальной коры Южной Америки, кора переходного типа палеогенового возраста и область с корой субокеанического типа. На этой схеме устанавливается связь структур Кубы с прилегающими акваториями, что в какой-то мере компенсирует отсутствие геолого-геофизической информации по шельфу Кубы на самой карте.

Заслуживают внимания геологические профили, на которых очень удачно изображена связь поверхностных структур с глубинным строением Кубы.

В качестве важных структурных элементов выделены поперечные разломы сбросо-сдвиговой природы. Сдвиговая компонента видна по смещению границ основных структурно-формационных зон альпийского покровно-складчатого сооружения. Конседиментационный характер разломов подчеркивается рисунком изогипс глубины заложения осадочного чехла. Эти разломы, вероятно, наследовали древние трансформы. Кроме того, поперечные разломы подчеркивают определенную сегментацию структуры Кубы

и роль сегментов в истории ее развития. В связи с этим изложение фактического материала ведется раздельно по трем сегментам: Западному, Центральному и Восточному.

Авторы предложили необычную интерпретацию ультрабазитовых массивов Пинарес-де-Маяри и Сьерра-де-Кристалль. Вместе с флишевыми сериями Микара и верхними аллохтонными элементами зоны Аурас они рассматриваются как комплексы, выполняющие глубоководный трог типа желоба Кайман [1, 3]. Он заложился в маастрихте, и его развитие было тесно связано с образованием Юкатанской котловины. Формирование ультрабазит-флишевой ассоциации маастрихт-палеоценового возраста объясняется внедрением мантийного диапира, расколовшего Протокубинскую дугу. В самом трог периодически происходили экструзии ультраосновного материала. Если подобная трактовка получит подтверждение при дальнейших исследованиях, то ее можно рассмотреть на уровне открытия еще неизвестных в геологической литературе явлений.

Объяснительная записка к Тектонической карте [3] сама по себе представляет самостоятельное исследование, заслуживающее самой высокой оценки. Она хорошо написана и высокопрофессионально иллюстрирована графикой, разрезами, профилями.

Геологическая и Тектоническая карты Кубы вместе с объяснительными записками являются результатом многолетних плодотворных исследований и представляют собой крупное законченное обобщение, важное как в научном, методическом, так и в практическом аспекте.

В методическом аспекте эта безусловно новаторская работа не имеет аналогов как в нашей стране, так и за рубежом. В этой связи необходимо скорейшее развитие подобных исследований для целей познания строения многих сложных покровно-складчатых сооружений на территории нашей страны.

В теоретическом отношении данное исследование позволило создать геолого-тектоническую модель сложного покровно-складчатого сооружения. Важная роль в его формировании отводится процессам коллизии, аккреции и тектонической расслоенности литосферы. Подобные сооружения являются характерным элементом структур зон перехода континент — океан, обладающих крупными энергетическими и минеральными ресурсами. В этой связи познание процессов и особенностей формирования таких сооружений крайне важно и в практическом отношении.

Краткое резюме о научном содержании новых карт Кубы обнаруживает и другие важные аспекты выполненной работы. Они касаются выбора на ее основе направлений поисков различных видов полезных ископаемых. Для углеводородов это зона Ремеднос на севере с ее шельфовым продолжением и на юге в поднадвиговой обстановке, а также кайнозойские поперечные грабены с продолжением на шельфе Юкатанской котловины; для руд возможность целенаправленного поиска тел массивных сульфидов типа кипрского или Бесси в зонах Пласетас и Росарио или типа Куроко в зонах Саса и Сьерра-Маэстра.

Замечания к этому вполне оригинальному исследованию сводятся к следующему: относительно неудачна общая компоновка Геологической карты, поскольку из 40 листов собственно геология Кубы показана только на 24 листах; отсутствуют схемы детального расчленения интрузивных комплексов, близкой гаммой оттенков показаны отдельные серии олигоцен-неогенового возраста; и наконец, отсутствуют в любом виде (изопахиты мощности осадочного чехла, области развития коры разного типа, разломы, донные осадки) изображения геологии морей на обрамлении Кубы. Последнее имело бы важное прогностическое значение прежде всего для определения направлений поисков морских месторождений углеводородов.

Эти замечания отнюдь не умаляют общую оценку итогов составления и издания Геологической и Тектонической карт Кубы и объяснительных записок к ним. Работа является впечатляющим примером организации международного сотрудничества при изучении сложнейших по геологическому строению регионов мира. Полученные результаты способствуют решению многих теоретических проблем тектоники и геодинамики, еще раз утверждают высокий уровень советской геологии, имеют первостепенное практическое значение для поисков на Кубе и ее шельфе новых месторождений различных видов полезных ископаемых. Карты составлены в лучших традициях отечественной геокартографии, занимающей одно из ведущих мест в мире. Они интересны в методическом отношении, являются также прекрасным учебным пособием для подготовки в высших учебных заведениях новых поколений геологов. Вне сомнений, работа в целом получит признание как в нашей стране, так и за рубежом.

#### Список литературы

1. Некрасов Г. Е., Оро Х., Соколов С. Д., Флорес Р., Шавырина М. В. Офиолиты Восточной Кубы//Геотектоника. 1989. № 1. С. 80—95.
2. Пушаровский Ю. М., Моссаковский А. А. Геологическая карта Кубы//Вестн. АН СССР. 1986. № 10. С. 113—119.
3. Тектоника Республики Куба. Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1 : 500 000/Отв. ред. Ю. М. Пушаровский М.: Наука, 1989. 77 с.

ВНИИзарубежгеология,  
Москва

Поступила в редакцию  
18.VI.1990

## НОВАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА

В 1988 г. издана «Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1 : 500 000» [22], представляющая значительный интерес в связи с насыщенностью фактическим, в том числе геофизическим, материалом, детальным расчленением древних докембрийских образований Украинского щита и применением оригинальной методики построений в области платформ. Эта методика разработана автором данной статьи [13—15] и является дальнейшим развитием принципа, положенного Н. С. Шатским [21] в основу построения карт геосинклинальных областей с закраской по возрасту завершающей складчатости. С использованием этой методики автором построены Тектонические карты Днепровско-Донецкой впадины [13], Восточно-Европейской платформы и смежных областей [14]. Методика заключается в том, что и на платформах, и в складчатых областях однотипно закрашиваются разновозрастные геологические тела — структурные ярусы — комплексы, в геосинклинальных областях выведенные на поверхность при инверсии, а на платформах залегающие в основании чехла на фундаменте [3]. При этом соблюдается единство принципа для складчатых областей и платформ (плит) — выделение одновременно образующихся в седиментационных бассейнах комплексов пород, составляющих геологические тела и претерпевающих в дальнейшем те или иные дислокации. На платформах устанавливается историческая последовательность заложения отрицательных структур (грабенов, синеклиз, перикратонов) и формирования поднятий, сводов, перекрываемых более молодыми структурными комплексами. Структурно-историческая дифференцированность платформ, как и складчатых областей, выгодно отличает карты, составленные по такой методике, от других тектонических карт, подробно рассмотренных в [6, 9, 17], в частности от карт, на которых для плит разными оттенками одного цвета показана глубина погружения фундамента [2, 8, 19, 21] или выделяется комплекс отложений главного этапа прогибания [1], или обособляются площади с платформенным режимом развития [17, 20], не дающие возможности выделить на платформе разнородные ее части. В отличие от них в [13—15, 18, 22] закрашка платформ разными цветами, такими же, как и в геосинклиналях, в зависимости от возраста комплекса, занявшего определенное структурное положение, делает карту дифференцированной и наглядной. Такой подход позволяет давать детальное расчленение платформ по структурно-историческому принципу при достаточной их изученности бурением и геофизическими работами, развитие которых связано с поисками полезных ископаемых.

К настоящему времени изученность Украинской ССР и Молдавской ССР хорошая, и первая среднемасштабная тектоническая карта этого региона [22] должна продемонстрировать возможности метода. Рецензенту легко оценить правильность использования методики, так как он является ее автором, читателю же вместе с ним важно установить, что из этого получилось.

Тектоническая карта [22] создана большим коллективом геологов и геофизиков, представлена в достаточно крупном масштабе и поэтому содержит очень большую и разностороннюю информацию. Это значительный шаг вперед по сравнению с ранее изданными картами [2, 23], и прежде всего потому, как уже говорилось, что удалось дать расчленение платформы на структуры разного порядка и времени заложения, контролируемые бурением и геофизическими методами, а также разделить доступную для наблюдений большую часть Украинского щита на блоки и складчатые комплексы. Обособлены досекофенно-карелиды (ранние и поздние), свекфенно-карелиды, готские и дальсландские образования с указанием фаций регионального метаморфизма, интрузий, вулканических пород. При этом использованы Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1 : 500 000 [5], Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита [4], подготовленная к 27-му Международному геологическому конгрессу в Москве (1984 г.), когда впервые демонстрировался и макет новой Тектонической карты Украинской ССР и Молдавской ССР, построены глубинные разрезы земной коры в масштабе карты, хорошо дополняющие и облегчающие ее чтение. На карте цветными линиями проведены строатозонгилы опорных горизонтов (поверхности добайкальского, байкальского, каледонского, варисского, киммерийского фундамента и подошвы отложений чехла разного возраста), позволяющие судить о составе чехла и мощности представленных в нем структурных комплексов, а также о возрасте фундамента. Черными линиями показаны разнотипные разрывные нарушения. Кроме того, как разломы, так и все основные структуры региона на карте написаны, что упрощает ее рассмотрение. В Черноморской глубоководной впадине проведены линии равных глубин, контуры Восточно- и Западно-Черноморских котловин, выделенных по кровле мезозоя [24], зоны развития коры океанического и субокеанического типов, оси магнитных аномалий, изолинии мощности чехла. Внизу карты помещены схемы астеносферного слоя и глубинного строения литосферы. Разностороннее освещение геофизических материалов — также большое достижение составителей карты. Результаты бурения на карте показаны в виде колонок в акваториях Черного и Азовского морей, в Степном Крыму, в Предкарпатском краевом прогибе и в других районах. В целом у читателя создается довольно полное представление о строении и

истории развития региона, чем оправдано применение метода однотипного изображения структурных комплексов одинакового стратиграфического содержания как в складчатых областях, так и на плитах.

Переходя к замечаниям, отметим, что в объяснительной записке к рассматриваемой тектонической карте [22] на с. 2, 10, 11 говорится о новых разработках — методических приемах при построении тектонической карты для платформ, но не сказано, если не считать позднее сделанной вклейки<sup>1</sup>, что они принадлежат автору данной статьи [13—15]. В монографии «Тектоника Украины» [18<sup>1</sup>], представляющей расширенную объяснительную записку к этой же карте [22], такая «неточность» не допущена, но это существа дела не меняет, так как монография не прикладывается к карте.

Существенна ошибка в изображении Днепровско-Донецкой впадины. На карте [22] показаны три продольные полосы, занятые платформенными базальными подкомплексами: более древним  $PV_1$  вдоль оси и более молодыми  $PV_1^2$  в прибортовых зонах. Это означает, что, по мнению составителей карты, палеоструктура Днепровско-Донецкой впадины в девоне была такой же, как и в современном структурном плане, с максимальным прогибанием в приосевой зоне. Фактические материалы позволяют говорить о другом: наибольшим опускание в девоне было в прибортовых зонах: там распространены самые древние из известных нижефранские и среднедевонские отложения — структурные подкомплексы  $PV_1^1$  и  $PV_1$  (скважины Миргородского, Затышмянского, Козувского, Бугреватовского и других участков). Изображение Днепровско-Донецкой впадины в соответствии с данными бурения приводится на ранее опубликованной карте автора [13].

Второе замечание относится к выделению в Днепровско-Донецкой впадине рифейского грабена. Вопрос освещен автором в [16]. Здесь кратко отметим лишь, что наличие рифейского платформенного комплекса  $pV_1$  в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донбассе ничем, кроме геофизических наблюдений одной группы исследователей [25], не подтверждается. Другая группа геофизиков, в частности М. Ф. Манюта [7], такие построения отрицает. Не оправдано применение индекса  $pV_1$  для древнего комплекса, так как он нигде не вскрыт, а заимствование его из Овручской грабен-синклинали было основано на предположении о связи ее с ДДВ [25], не подтвердившееся бурением [16]. Судя по рисунку в [25, рис. 9], «появление» рифея в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе взаимосвязано с «исчезновением» там гранитного слоя, поскольку уменьшение мощности одного сопровождается увеличением мощности другого. Не исключена ошибка в интерпретации данных геофизики. Обратим внимание и на то обстоятельство, что дальше на юго-восток в сторону Скифско-Туранской плиты, как это представлено в [25], происходит не развитие рифейского комплекса, а его сокращение. Другими словами, указанное явление в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе местное. Эталоны граничных скоростей 5,7—6 км/с для рифея и 6,0—6,4 км/с — для гранитного слоя [25] нельзя считать установленными. Здесь не хватает главного — стратиграфической привязки скоростей. Бурение Александровской скважины 1 на площади «рифейского грабена» на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины показало наличие там на глубине 2050 м не рифея, а гранитов, как и во многих других районах Днепровско-Донецкой впадины. Объяснение данного факта ошибочным проведением южной границы «рифейского грабена», попавшего здесь почти на борт Украинского щита, не служит идее выделения такого «грабена в грабене», у которого столь неопределенные границы.

Третье замечание — о самом термине Днепровско-Донецкая впадина, которая является, по мнению автора [12] и по мнению составителей карты [22], западной опущенной частью авлакогена, в отличие от поднятой части — Донбасса. В объяснительной записке, в легенде и на самой карте [22] фигурирует и другая Днепровско-Донецкая впадина — наложенная на авлакоген более молодая впадина, возникшая в позднем визе и существовавшая до мезо-кайнозоя. Надо ограничиться одним трактованием структуры и изменить название во втором случае (что представит перерастание авлакогена на поздних этапах в Украинскую синеклизу), как это сделано у других исследователей [12, 13, 23, 26].

Четвертое замечание имеет характер пожелания. На карте возраст фундамента плит устанавливается по цвету изолиний, показывающих глубину его погружения [22]. Таких изолиний на карте много, это ценный материал, но читать его трудно. Основные же элементы плит: фундамент и чехол — надо показывать очень четко, и если чехол (базальный его слон) обозначен цветом, то фундамент надо выделять штриховкой [11]. Из-за такой недоработки карта [22] потеряла наглядность на участках Днепровского перикратона, Причерноморской впадины, Скифской плиты и др. Однообразная закраска зеленым цветом юга Украины при штриховке возраста фундамента привела бы кarte большую выразительность. Выделились бы Симферопольское, Новоселовское и другие поднятия, уточнилось бы положение западного окончания Скифской плиты, которое обычно связывается с Прутским выступом и Добруджей. В этом районе обращает на себя внимание линия Добруджа — Свентокшиские горы, которая может быть границей разновозрастного фундамента. На севере европейской части СССР к границе эпибайкальской и эпикарельской плит приурочен эпикинеген Тимана [10].

<sup>1</sup> Вклейка в пояснительную записку к [22] имеет следующее содержание: «При составлении Тектонической карты Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1 : 500 000 была использована методика, разработанная В. А. Разницыным. Редакция приносит свои извинения в связи с пропуском по техническим причинам ссылки на данного автора».

Развития подобных структур можно ожидать и на данном участке юго-запада Украины.

Пятое замечание — об индексах, в частности Ам — молассы. Этот индекс лучше заменить индексом оА — орогенный комплекс [14]: будет однотипно с обозначениями *p* — платформенный, *m* — миогеосинклинальный. Кстати сказать, последний знак не поставлен на карте [22]; а его надо указывать даже в случае отсутствия эвгеосинклинальной формации.

В заключение следует остановиться на вопросе о связи Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса, неудачно решенном при построении карты [22]. На ней Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс показаны как платформа и геосинклиналь с резкой границей между ними и соответствующим изменением закрашки на меридиане г. Артемовска в зоне Донецко-Кадиевских разломов в фундаменте. На карте А. Л. Яншина [19] граница Днепровско-Донецкой впадины с областью варисской складчатости проведена иначе — к западу от Бахмутской и Кальмиус-Торещкой котловин, закрашенных цветом платформенного чехла эпипалеозойских платформ. В действительности различия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса менее значительны. Они несколько не противоречат наблюдающемуся единству геологического тела, представленного и в Днепровско-Донецкой впадине, и в Донбассе нормальными осадочными породами девона и карбона, подвергшимися катагенезу, а не метаморфизму, включающими трапповую формацию, не прорванными гранитоидами и характеризующимися блоковыми и надразломными деформациями. Фундамент в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине одинаковый кристаллический архейско-раннепротерозойский, установленный на одних и тех же глубинах и хорошо прослеживающийся методами геофизики [25]. Варисский девонско-каменноугольный комплекс в Днепровско-Донецкой впадине, в так называемой переходной зоне Бахмутской и Кальмиус-Торещкой котловин и в открытом Донбассе относится к чехлу, четко отделяющемуся от древнего фундамента. Очевидно, так это и надо изобразить на карте — продолжить раскраску, залегающих в основании платформенного чехла в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе. Единство Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса отмечается и на карте Т. Н. Спичарского [17, 20], однако выделение областей койлогенного развития, притом таких несопоставимых, как Днепровско-Донецкая впадина, Скифско-Туранская плита, Бобшеземельская область Печорского края, Западно-Сибирская плита, не дает возможности решить вопрос о типе развитых в их пределах структур. Наиболее удачно представление Н. С. Шатского [26], установившего авлакогены. Во всяком случае авлакоген донецкого типа намечается в тех границах, где четко прослеживаются участки древней платформы по обе стороны от прогиба, т. е. там, где соблюдается одно из главных условий для выделения авлакогенов по Н. С. Шатскому. Только плитам свойственно четкое разделение на фундамент и чехол. В областях завершенной складчатости, на щитах и местах в эпиклинегах [10, 11] фундамент выходит на земную поверхность. В геосинклиналях он только формируется. С этих позиций Донбасс, как и Днепровско-Донецкая впадина, — платформенная структура, относящаяся к древним плитам с четким разделением на два структурных этажа: фундамент и чехол.

С исправлением отмеченных ошибок и неточностей новая тектоническая карта [22] могла бы представлять образец применения предложенной автором [13—15] методики. Недостатки же карты не следует относить к дефектам метода и тем более принципа.

#### Список литературы

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. К вопросу о принципах составления региональных тектонических карт//Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 1. С. 162—165.
2. Бондарчук В. Г., Довгаль Ю. М., Знаменская Т. А. и др. Основные черты тектоники Украины (объяснительная записка к Тектонической карте УССР масштаба 1:1 000 000). Киев: Наук. думка, 1978. 162 с.
3. Геологическая карта нижней поверхности осадочного чехла Русской платформы масштаба 1:2 500 000/Ред. Н. С. Иголкина. М.: Аэрогеология, 1970.
4. Ключков В. М., Крутиховская З. А., Пастухов В. Г. и др. Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита масштаба 1:1 000 000. Киев: Центральная тематическая экспедиция Мингео УССР, 1984.
5. Ключков В. М., Пастухов В. Г., Пашкевич И. К. и др. Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1:500 000. Киев: Центральная тематическая экспедиция Мингео УССР, 1983.
6. Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981. 271 с.
7. Манюта М. Г. Гипсометрия поверхности кристаллического фундамента//Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Мингео УССР, 1984. С. 18.
8. Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000/Пред. ред. ком. Н. С. Шатский. М.: ГУГК СССР, 1962.
9. Муратов М. В., Пуцаровский Ю. М., Колчанов В. П. Основные типы тектонических карт и успехи тектонической картографии в СССР//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. № 3. С. 5—17.
10. Разницын В. А. Структура Южного Тимана и юго-западного Пригиманья//Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 2. Сыктывкар, 1962. С. 53—63.
11. Разницын В. А. Тектоническая карта Коми АССР//Атлас Коми АССР. М.: ГУГК ГТК СССР, 1964.



12. *Разницын В. А.* Днепровско-Донецкий авлакоген//Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 4. С. 928—931.
13. *Разницын В. А.* О принципе составления тектонических карт платформенных областей на примере Днепровско-Донецкого авлакогена//Тр. УкрНИГРИ. Вып. 11. Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов, 1975. С. 3—12.
14. *Разницын В. А.* К методике составления тектонических карт на примере европейской части СССР//Геотектоника. 1978. № 1. С. 68—73.
15. *Разницын В. А.* Принципы построения тектонических карт и методология познания прошлого//Системные исследования в геологии. Владивосток: Ин-т тектоники и геофизики ДНЦ АН СССР, 1979. С. 61—69.
16. *Разницын В. А.* К вопросу о рифейском грабене в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе//Геол. журн. 1987. Т. 47. № 5. С. 9—16.
17. *Спижарский Т. Н.* Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973. 240 с.
18. Тектоника Украины/Отв. ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко//Тр. УкрНИГРИ. Вып. 36. М.: Недра, 1988. 253 с.
19. Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000/Гл. ред. А. Л. Яншин. М.: Изд-во ГУГК, Министерство геологии СССР, 1966.
20. Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов масштаба 1:500 000/Гл. ред. Т. Н. Спижарский. Л.: ВСЕГЕИ, 1968.
21. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000/Гл. ред. Н. С. Шатский. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
22. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1:500 000/Гл. ред. В. В. Глушко. Киев: Изд-во УкрНИГРИ, 1988.
23. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1:1 000 000/Ред. М. В. Муратов. Киев: Изд-во УкрНИГРИ, 1968.
24. *Туполесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др.* Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
25. *Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б.* Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1980. 177 с.
26. *Шатский Н. С.* О прогибах донецкого типа//Избр. труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 544—553.

Черниговское отделение  
УкрНИГРИ, Чернигов, 250000

Поступила в редакцию  
14.IV.1989



### **НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ШТРЕЙС**

11 августа 1990 г. ушел из жизни Николай Александрович Штрейс, профессор, доктор геолого-минералогических наук, выдающийся геолог-тектонист, создатель ряда научных направлений в теоретической тектонике.

Н. А. Штрейс родился 27 ноября 1910 г. в семье железнодорожного инженера в г. Конотопе Сумской области (бывшей Черниговской губернии) Украинской ССР. В 1918 г. семья переехала в Москву и он поступил в Алферовскую гимназию, которую успешно закончил в 1928 г. В 1929 г. Н. А. Штрейс стал студентом геологического факультета Ленинградского государственного университета, но после окончания первого курса перешел в Московский геолого-разведочный институт им. С. Орджоникидзе, который окончил в 1935 г.

Талант естествоиспытателя проявился у Н. А. Штрейса уже в самых ранних его работах, относящихся к началу 30-х годов.

Будучи еще студентом он проводил самостоятельные полевые исследования от Института минерального сырья (ВИМС) на Среднем и Северном Урале по биостратиграфии силурийских и девонских отложений.

С 1936 г. и до конца своих дней Н. А. Штрейс был связан с Геологическим институтом АН СССР. Наиболее ранние его исследования в ГИНе посвящены раскрытию соотношений между явлениями магматизма, тектоники и рудообразования. Он один из первых показал большую роль вулканизма при формировании структур, вмещающих рудные тела (1937—1939; 1946), сформулировал ряд общих структурно-формационных закономерностей размещения полезных ископаемых (1941—1944) и дал определение понятию «зон пронизаемости» в земной коре, по которым происходит связь между глубинными и поверхностными структурами. В 1949 г. Н. А. Штрейс завершил монографическое описание стратиграфии и тектоники зеленокаменной полосы Среднего Урала. За эту работу ему была присуждена степень доктора геолого-минералогических наук без защиты кандидатской диссертации, а также премия имени А. П. Карпинского.

Более 30 лет Н. А. Штрейс руководил коллективом геологов-тектонистов. С 1956 г. он заведывал Отделом общей и сравнительной тектоники, а с 1969 по 1987 — Лабораторией того же названия. На этом поприще особенно ярко проявился его талант ученого-лидера, с широким подходом к проблеме исследования, всесторонним анализом различных ее аспектов, стремлением увязать решение тектонических задач с достижениями смежных наук.

Особое внимание Н. А. Штрейс посвятил разработке теории геосинклиналей; он предложил классификацию геосинклинальных структур и обосновал, задолго до получения радиологических датировок возрастов пород, вывод о том, что в палеозойских складчатых областях Земли становление гнейсового основания происходило в рифее, а не в архее, как думали многие геологи (1947; 1964—1969).

Н. А. Штрейс впервые отметил закономерное распространение складчатых систем разного возраста на континентах Лавразии и Гондваны и пришел к выводу о биполярном и необратимом развитии земной коры складчатых поясов названных полушфер, о закономерной периодичности в становлении их гранитно-метаморфического слоя, совпадающей с крупными мегахронами (1962; 1971).

В 60—70 годы Н. А. Штрейс был активным участником разработки идеи о заложении эвгеосинклиналей на коре океанического типа (1964), он определил сущность геосинклинального процесса как процесса преобразования океанической коры в континентальную.

Николай Александрович Штрейс создал новое научное направление в исследовании о строении и истории формирования докембрийской коры континентов; совместно с сотрудниками-тектонистами выполнил ряд оригинальных обобщений о строении гранитно-метаморфического слоя, наметил важные пространственные и временные закономерности его формирования и развития (1978; 1985).

На протяжении многих лет творческая мысль ученого была обращена на поиски закономерных связей в развитии структуры лика Земли и Солнечной системы.

Николай Александрович принял самое непосредственное участие в создании многочисленной школы геологов-тектонистов, ведущим методом тектонического анализа которой является исторический метод комплексного изучения процессов структурообразования, магматизма и метаморфизма на основе идейной концепции о крупных горизонтальных перемещениях масс горных пород. Труды его учеников пользуются широкой известностью как в нашей стране, так и за рубежом.

Редкие качества Н. А. Штрейса как ученого-руководителя коллектива сочетались с огромной человеческой добротой и отзывчивостью. В его лаборатории всегда сохранялась атмосфера творческой раскованности.

Николай Александрович Штрейс был человеком большого обаяния и высокой духовной культуры. Глубокие, энциклопедические познания самых разных ее граней, несомненно повлияли на образ его геологического мышления. Труды Н. А. Штрейса, написанные совершенным литературным языком, воспринимаются как произведения искусства.

На протяжении многих лет Н. А. Штрейс возглавлял научные заседания тектонического сектора, продолжая традиции «суббот» своего учителя — Н. С. Шатского.

Обширна была и научно-организационная деятельность Н. А. Штрейса. В течение 18 лет (1954—1972) он редактировал раздел «Тектоника» в реферативном журнале «Геология». С 1965 г. состоял членом редколлегии журналов «Геотектоника» и «Бюллетень МОИП, отдел геол.», был активным членом Междуведомственного тектонического комитета и многих других научных общественных организаций.

Перу Н. А. Штрейса принадлежит более 100 научных работ; многие из них посвящены глобальным проблемам геологии.

Ушел из жизни талантливый ученый, глубоко интеллигентный человек. Память о дорогом Николае Александровиче Штрейсе навсегда сохранится в сердцах его коллег, учеников, последователей.

*А. Л. Книппер, П. Н. Кропоткин, А. А. Моссаковский,  
А. С. Новикова, А. С. Перфильев, Ю. М. Пушаровский,  
В. Е. Хаин*

## ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1990 г.

Александров В. К., Таскин А. П. Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования . . . . .	3
Алексеев В. Б. Структурный парагенезис стресс-метаморфизма . . . . .	5
Балла З., Кузьмин М. И., Леви К. Г. Кинематика раскрытия Байкала . . . . .	2
Бобринский В. М., Макареску В. С., Поята И. А. Геодинамическая природа промечужочных сейсмических очагов зоны Вранча (Восточные Карпаты) . . . . .	2
Брусиловский Ю. В., Городницкий А. М. Эволюция базальтового вулканизма и формирование подводных гор в Тирренской котловине в свете ее геомагнитного изучения . . . . .	4
Гавриш В. К. Геотектоническое развитие литосферы Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	1
Гарбар Д. И., Кабаков Л. Г., Попов В. В., Трофимов О. В. Глубинное стрессное восточной части Балтийского щита и его обрамления . . . . .	2
Григорьева Л. В., Иваников В. В., Шинкарев Н. Ф. Геодинамическая модель развития Карельской гранит-зеленокаменной области . . . . .	3
Григорьянц Б. В. Складкообразование и сейсмичность . . . . .	6
Денисова Е. А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолиновым типом разреза . . . . .	2
Диденко А. Н., Печерский Д. М., Ставский А. П., Турманидзе Т. Л., Федоров С. В. Палеомагнетизм офиолитов Ягельного комплекса Корякского нагорья . . . . .	6
Дотдугев С. И. Строение и происхождение пакета покровов Шатского в предгорьях Дагестана . . . . .	3
Другова Г. М., Турченко С. И., Шустова Л. Е. Зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей докембрия на примере Балтийского и Алданского щитов . . . . .	4
Ефимов А. А., Потапова Т. А. Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале . . . . .	5
Жолтаев Г. Ж. Строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с Южным Уралом и Мугоджарамн . . . . .	2
Зинкевич В. П., Магакян Р. Тектоническое положение и происхождение хребта Барракуда (Центральная Атлантика) . . . . .	6
Иванов С. Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы . . . . .	2
Казьмин В. Г. К проблеме образования Тирренского моря . . . . .	3
Керимов В. Ю., Мамедов Т. А., Авербух Б. М., Нифтиев Ш. И. Глубинное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Северо-Туранской плиты . . . . .	5
Киселев А. И., Попов А. М. Астеносферный диапир под Байкальским рифтом: петрологическая интерпретация . . . . .	5
Коваленко В. И., Яромлюк В. В., Ионов Д. А., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х. Г. Эволюция мантии Центральной Азии и развитие тектонических структур Земной коры . . . . .	4
Коваленко Д. В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, острова Карагинского и тектоническая интерпретация результатов . . . . .	2
Корчемагин В. А., Никольский И. Л., Емец В. С., Иванов А. П. Тектонофизический анализ при изучении горных пород и рудных тел Чу-Илийского рудного пояса . . . . .	4
Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. О космической природе тектонических процессов. Кузнецов Л. В., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта . . . . .	5
Лашенцов В. А., Секерин А. П. Окинская глубинная кольцевая структура Восточного Саяна . . . . .	4
Летников Ф. А. Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов . . . . .	5
Масляев Г. А. Особенности формирования структуры Предкавказья в кайнозое . . . . .	4
Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы углефтегазоносности Приморья . . . . .	3

Милановский Е. Е. Геологическое строение района катастрофического Спитакского землетрясения в Северной Армении и тектонические условия его возникновения	1
Москаленко В. Н. Миграция зоны субдукции в Восточном Средиземноморье	5
Никишин А. М. Предварительный анализ тектоники и эволюции Венеры	3
Николаев Н. И. О приповерхностных тектонических дислокациях подвижных и платформенных областей	3
Никонов А. А. Катастрофическое Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в Северной Армении: вопросы сеймотектоники и механизма очага	1
Одинокоев Ю. Ю., Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта	1
Паталаха Е. И., <u>Марков М. С.</u> , Гарагаш И. А., Федоровский В. М., Атрушкевич П. А. Природа и эволюция листрических разломов	4
Паталаха Е. И., Гарагаш И. А. Приразломное смятие (сдвиговое течение) и складкообразование	6
Пашков Б. Р., Буданов В. И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира	3
Пейве А. А. Офиолиты севера Тихоокеанского пояса	1
Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М. Геодинамика, крупномасштабное геологическое картирование и металлогенические оценки	3
Пилипенко А. И., Сивуха Н. М. Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан)	2
Плахотный Л. Г. Раннекайнозойские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докембрийскими	2
Пушаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере	5
Рогожин Е. А., Рыбаков Л. Н. Тектоническая позиция и геологические проявления Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.	6
Силантьев С. А., Магакян Р., Сушевская Н. М., Никулин В. В., Ищенко Л. В., Кононова Н. Н., Колесов Г. М. Новые данные о вещественном составе пород хребта Девяностого градуса (Индийский океан) и их значение для интерпретации его тектонической эволюции	4
Соколов С. Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения	6
Соловьев А. Ю. Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань)	4
Соловьев В. О. Отражение глобальных фаз тектогенеза в разрезе карбона Донбасса	6
Таврин И. Ф., Халевин Н. И. Геофизические модели земной коры Урала	3
Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности	6
Трифонов В. Г., Макаров В. И., Скобелев С. Ф. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг	5
Устрицкий В. И. О тектонической природе порога Ломоносова	1
Филатова Н. И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона	5
Филиппов С. А., Корочкина С. Ф. Проявление дизъюнктивной тектоники в продуктивной толще Верхнекамского месторождения калийных солей	1
Хаин В. Е., Лобковский Л. И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов	6
Шаров Н. В., Косминская И. П., Азбель И. Я., Загородный В. Г., Корхонен Х., Луосто У. Сопоставление профилей ГСЗ на юго-востоке Балтийского щита	1
Шипилов Э. В., Моссур А. П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря	1
Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения и тектоносфера	5
Щерба И. Г. Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня	2
Щербаков В. С., Кара В. И., Пилипенко А. И. Структура и история развития центральной части Маскаренского хребта в кайнозое (Индийский океан)	2
Якубчук А. С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозонд Центрального Казахстана	5
Ячменников Ю. М., Николаев В. Г. Строение осадочного чехла Сурхандарьинской впадины по данным сейсморазведки	1

## Краткие сообщения

Лукина Н. В. Новейшая структура Дархатской котловины Монголии . . . . .	3
Павлов Ю. А., Звягин Е. М., Барулин Б. С. К вопросу о существовании «Чузикского грабен-рифта» (юг Западно-Сибирской плиты) в свете современных геолого-геофизических данных . . . . .	4
Сигачев С. П. К проблеме возраста основных складкообразовательных движений в Центральном Памире . . . . .	1

## Дискуссии

Колясников Ю. А. К вопросу о коллаже террейнов в Корякском регионе . . . . .	4
Резанов И. А. К дискуссии о природе концентрических структур раннего архея . . . . .	6
Талент Дж. А. Взаимоотношения между литосферными блоками на Северо-Востоке СССР: автохтоны или пришельцы издалека? (некоторые замечания к статье М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелина «Палеотектонические взаимоотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР») . . . . .	2
Шапиро М. Н., Ганелин В. Г. О палеотектонике Северо-Востока СССР (ответ Дж. А. Таленту) . . . . .	2

## Рецензии

Бискэ Ю. С. Картина Южного Тянь-Шаня в «овоидной» манере . . . . .	1
Левин Л. Э. Новые Геологическая и Тектоническая карты Кубы . . . . .	6
Наумов А. Д., Зайонц В. Н. О книге И. И. Николаева «Новейшая тектоника и геодинамика литосферы» . . . . .	4
Разницын В. А. Новая тектоническая карта . . . . .	6
Чекунов А. В. На путях развития геотектоники . . . . .	3

## Хроника

Казьмин В. Г., Приставакина Е. И. Второе Всесоюзное совещание «Тектоника литосферных плит» . . . . .	5
Милеев В. С., Соловьев А. Ю. Первое Всесоюзное тектонофаціальное совещание . . . . .	1
Разницын Ю. Н. О деятельности Межведомственного тектонического комитета при ОГГГН АН СССР в 1989 г. . . . .	4
Пучков В. Н. О Всесоюзной школе-семинаре «Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшанской складчатой системы» . . . . .	3
Савельев А. А. Геодинамика и развитие тектоносферы . . . . .	4
Решение XXIII Всесоюзного тектонического совещания «Геодинамика и развитие тектоносферы» . . . . .	4
Петр Николаевич Кропоткин (80 лет со дня рождения) . . . . .	5
Василий Дмитриевич Наливкин (к 75-летию со дня рождения) . . . . .	3
<u>Николай Александрович Штрейс</u> . . . . .	6
<u>Евгений Владимирович Павловский</u> . . . . .	1

В № 5 журнала «Геотектоника»  
следует читать:

на стр. 3 — Савельев А. А.  
на стр. 81 — Скобелев С. Ф.

Технический редактор Л. В. Кожина

---

Сдано в набор 07.06.90	Подписано к печати 31.10.90	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>
Высокая пачка	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отт. 17,4 тыс. Уч.-изд. л. 12,9 Бум. л. 4,0
	Тираж 1518 экз.	Зак. 458 Цена 1 р. 40 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
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 фамилии и инициалы всех 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, пригодном 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 подрисунковых 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.

Копия  
С. А.  
390-72-47

А 252  
В УЛЬБРИХТА 16-100  
СОКОЛОВ С Д  
70228

1 р. 40 к.  
Индекс 70228  
0

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

### **ЛЕТНИКОВ Ф. А., БАЛЫШЕВ С. О. ПЕТРОФИЗИКА И ГЕОЭНЕРГЕТИКА ТЕКТОНИТОВ. 1991. 12 л. 2 р. 40 к.**

В монографии впервые в геологической науке рассмотрены петрофизические особенности тектонитов различной степени зрелости и разного состава, сформировавшиеся в широком  $P-T$ -диапазоне. В работе предложен комплекс физических характеристик, позволяющих достаточно надежно диагностировать фациальные разновидности тектонитов. На основании банка данных по определению комплекса физических параметров пород и тектонитов по ним и серии экспериментов, выполненных при повышенных значениях  $P-T$ -параметров, воссоздается физическое состояние тектонитов на разных этапах их существования.

Книга предназначена для геологов, тектонистов, геофизиков, петрологов, геохимиков.

### **ЩУКИН Ю. К. ТИПОВЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕЙСМИЧНЫХ И АСЕЙСМИЧНЫХ РЕГИОНОВ СССР. 1991. 20 л. 4 р.**

Книга содержит результаты комплексных глубинных геолого-геофизических исследований земной коры и верхней мантии, выполненных в пределах основных геоструктурных элементов территории СССР с разным уровнем сейсмичности. Впервые дается комплексное описание глубинного строения по данным региональных сейсмических исследований с применением промышленных взрывов на протяженных профилях. Исследованы геоэлектрические и геотемпературные условия в регионах с разной геодинамической и сейсмической активностью. Определены комплексные типовые модели очаговых зон сильных землетрясений и показаны их отличия от слабо- и асейсмичных районов.

Книга рассчитана на специалистов в области сейсмологии, геофизики, тектоники.

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

- 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;
- 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;
- 252208 Киев, ул. «Правды», 80 «а»;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.