

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1978

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1978

## СОДЕРЖАНИЕ

В. И. Ленных, А. С. Перфильев, В. Н. Пучков. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпинотипных офиолитовых массивов Урала . . . . .	3
Б. Г. Лутц. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами . . . . .	23
И. Н. Галкин. Сейсмоструктура Луны . . . . .	35
М. З. Глуховский. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа . . . . .	50
Г. М. Заридзе, Д. М. Шенгелиа. Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники литосферных плит . . . . .	64
Б. И. Васильев, Э. Г. Жильцов, А. А. Суворов. Строение приосевой зоны юго-западной части Курило-камчатского желоба . . . . .	70
Е. И. Паталаха, А. И. Поляков, Н. Н. Севрюгин. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов . . . . .	79
М. А. Камалетдинов, Т. Т. Казанцева. Особенности строения Присакмарской зоны восточного склона Южного Урала . . . . .	91

## Краткие сообщения

В. П. Уткин. Эшелонированные разрывные структуры месторождений Приморья . . . . .	98
---	----

## Рецензия

Г. Х. Дикенштейн, А. Н. Золотов, Л. Г. Кириухин. О монографии «Тектоника Белоруссии» . . . . .	105
--	-----

## Хроника

Ю. М. Пущаровский, М. Г. Ломизе, А. Г. Рябухин. Проблемы геодинамики Карибского региона . . . . .	108
Ч. Б. Борукаев, И. В. Лучицкий. Проблемы тектоники Сибири и Дальнего Востока . . . . .	110

## G E O T E C T O N I C S

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1978

## CONTENTS

<b>V. I. Lennykh, A. S. Perfiliev, V. N. Puchkov.</b> Peculiarities of the inner structure and metamorphism of the Uralian ophiolitic massif of the Alpine type . . . . .	3
<b>B. G. Luts.</b> Early Precambrian basalt — andesite — dacitic formations and their comparison with recent analogues . . . . .	23
<b>I. N. Galkin.</b> Lunar seismotectonics . . . . .	35
<b>M. Z. Glukhovskiy.</b> Ring structures of the Siberian south-east and their possible origin . . . . .	50
<b>G. M. Zaridze, D. M. Shengelia.</b> Magmatism and metamorphism in Paleozoic of the Greater Caucasus in the light of lithosphere plate tectonics . . . . .	64
<b>B. I. Vasiliev, E. G. Zhiltsov, A. A. Suvorov.</b> Structure of the near-axial zone in the south-western part of the Kuril-Kamchatka trench . . . . .	70
<b>E. I. Patalakha, A. I. Yolyakov, N. N. Sevryugin.</b> The role of a mechanical factor in the thermal regime of large fault zones . . . . .	79
<b>M. A. Kamaletdinov, T. T. Kazantseva.</b> Structural peculiarities of the Prosakmar-skaya zone of the South-Uralian eastern slope . . . . .	91

## Short communications

<b>V. P. Utkin.</b> Echelon-like offset structures of Primor'ian deposits . . . . .	98
---	----

## Review

<b>G. Kh. Dickenshtein, A. N. Zolotov, L. G. Kiryukhin.</b> On the monograph «Tectonics of Belorussia» . . . . .	105
--	-----

## Chronicles

<b>Yu. M. Pushcharovskiy, M. G. Lomize, A. G. Ryabukhin.</b> Geodynamics problems of the Caribbean region . . . . .	108
<b>Ch. B. Borukaev, I. V. Luchitskiy.</b> Tectonics problems of Siberia and the Far East . . . . .	110

УДК 551.242.3(234.85)

В. И. ЛЕННЫХ, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, В. Н. ПУЧКОВ

**ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ И МЕТАМОРФИЗМА АЛЬПИНОТИПНЫХ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ УРАЛА**

На примере крупнейших офиолитовых массивов Урала показано, что породы офиолитовой ассоциации местами интенсивно метаморфизованы. Детальное изучение метаморфических преобразований показывает, что по своим особенностям этот тип метаморфизма заслуживает выделения в самостоятельный класс, равноценный региональному или контактовому метаморфизму. Во всех изученных случаях метаморфические преобразования приурочены к перевернутым крыльям гигантских лежачих складок с гарцбургитовыми ядрами. Предлагается механизм, объясняющий такое положение метаморфических образований.

Изучение крупных офиолитовых массивов с относительно ненарушенными взаимоотношениями между отдельными членами ассоциации, проведенное в последние годы, показало, что в большинстве случаев они представляют собой тектонические пластины, в нижней части сложенные дунитами и гарцбургитами, которые выше последовательно сменяются габброидами и далее вулканитами основного состава. В основании этих пластин нередко описывают своеобразные метаморфические породы, представленные гранатовыми амфиболитами, глаукофановыми сланцами и др. (Бейли, Блейк, 1969; Иванов и др., 1974; Williams, Smyth, 1973; Coleman, Irvin, 1974, и др.). Появление этих пород одни исследователи объясняют метаморфизмом постели, связанным с движениями покрова, другие — пространственным совмещением разновозрастных офиолитовых пластин, метаморфизованных в условиях различных давлений и температур (Добрецов, 1974, 2; Савельев, Савельева, 1977). Изучение крупнейших офиолитовых массивов Урала позволяет предложить иную модель формирования структуры и метаморфизма офиолитовых ассоциаций.

**ВОЙКАРСКИЙ МАССИВ**

Наиболее представительным является Войкарский офиолитовый массив на Полярном Урале (рис. 1). В последние годы он детально изучался А. А. Савельевым, Г. Н. Савельевой, В. Ф. Морковкиной, Ю. Е. Молдавцевым, Н. Л. Добрецовым и другими исследователями, включая авторов настоящей статьи. Ядро массива сложено породами дунит-гарцбургитового комплекса, видимая мощность которого превышает 4 км. Эти породы испытали целый ряд метаморфических преобразований, описанных в работах Г. Н. Савельевой (1973), А. А. Савельева и Г. Н. Савельевой (1977). По их данным, к наиболее ранним процессам океанической стадии относятся пластические деформации, высокотемпературный метаморфизм и затем ранняя  $\alpha$ -хризотиловая петельчатая серпентинизация гипербазитов. На следующей стадии при шарьировании гипербазитов в верхние горизонты земной коры по частично серпентинизированным гипербазитам в пологих зонах образуются оливин-антигоритовые, оливин-куммингтонитовые породы и нередко совмещенные с ними реге-

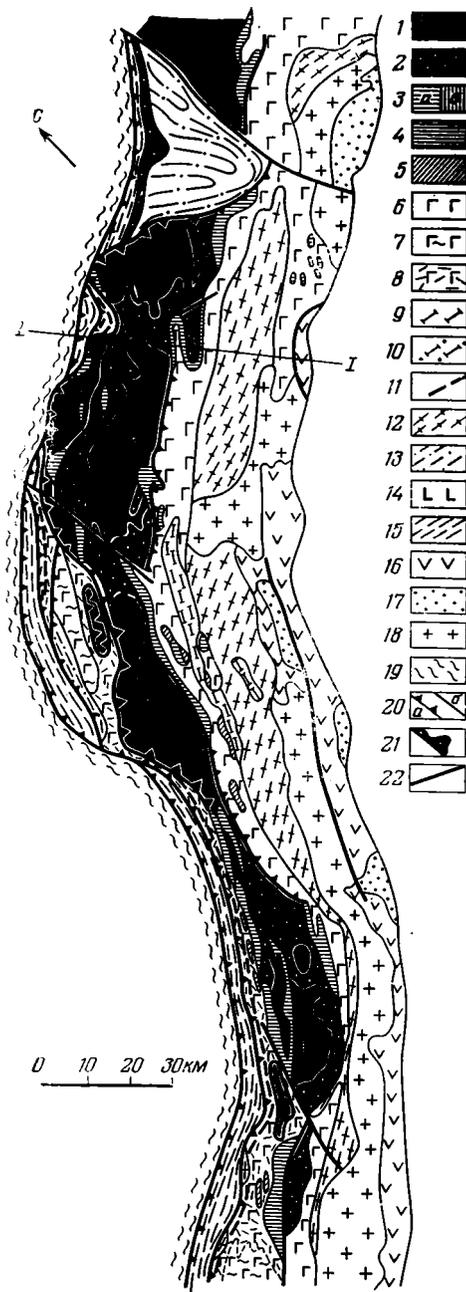


Рис. 1. Геологическая карта Войкарского массива (составлена по материалам А. А. Савельева, Г. Н. Савельевой, В. Ф. Морковкиной и авторов)

Комплексы офиолитового массива (1—11): 1 — дунит-гарцбургитовый нерасчлененный, 2 — оливин-антигортитовые породы (войкариты); 3 — дунит-верлит-клинопироксенитовый (полосчатый комплекс): а — нерасчлененный, б — дуниты полосчатого комплекса; 4 — изолированные тела дунитов; 5 — то же пироксенитов; 6 — габброиды нерасчлененные; 7 — дупироксеновые кристаллосланцы; 8 — гранатовые амфиболиты и плагиограниты; 9 — амфиболиты аподиабазовые; 10 — нерасчлененные апометагабброидные среднетемпературные blastsмилониты, аподиабазовые амфиболиты, плагиогнейсы; 11 — зоны глаукофановых сланцев; 12 — плагиомигматиты. Эвгеосинклинальные комплексы (13—18): 13 — допалеозойские (?) метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи (няровейская свита); 14 — диабазы; 15 — нерасчлененные ниже- и среднепалеозойские вулкано-

генно-осадочные толщи; 16 — силурийско-девонские вулканиты; 17 — средне-девонские вулканогенно-осадочные породы; 18 — тоналиты. Многоэпиклиналильные комплексы: 19 — палеозойские отложения, объединенные. Структурные элементы (20—22): 20 — шарьяжи (а — на карте, б — на разрезах); 21 — серпентинитовый меланж; 22 — прочие разломы (на карте)

---

нерированные гарцбургиты и гигантозернистые дуниты. Образование этой группы пород А. А. Савельев и Г. Н. Савельева связывают с прогрессивным повышением давления и температуры до условий амфиболитовой фации метаморфизма. Выделяется также поздняя серпентинизация, приуроченная к отдельным зонам, развитым преимущественно в западных частях комплекса.

На востоке, структурно выше, залегают породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (Морковкина, 1967), представляющего собой частое чередование слоев, линз и будин клинопироксенитов, верлитов, меланократовых оливин-клинопироксеновых и пироксеновых габбро и дунитов с повышенной железистостью оливина. Мощность комплекса достигает нескольких сотен метров. Ультраосновные породы серпентинизированы, уралитизированы, рассланцованы, местами амфиболитизированы, габброиды превращены в уралитовые габбро или иногда в плагиоклазовые амфиболиты с более кислым плагиоклазом, чем в исходных породах.

Восточнее, на дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексе, залегают габброиды, различные по составу, текстурам, структурам и степени наложенных метаморфических преобразований. Мощность габброидов 4—6 км. По данным А. А. Савельева и Г. Н. Савельевой (1977), здесь преобладают актинолит-анортитовые габбро, образовавшиеся, как они считают, при своеобразном зеленосланцевом метаморфизме исходных габброидов в океаническую стадию становления офиолитовой ассоциации, синхронно с ранней серпентинизацией гипербазитов.

По нашим данным, это уралитовые или уралитизированные габбро, имеющие массивную или неритмично-полосчатую текстуру, содержащие нередко реликтовый клинопироксен и отличающиеся отсутствием или низким содержанием акцессорного магнетита. Плагиоклаз, судя по измерениям показателей преломления в шести образцах таких габбро ( $n_g = 1,578—1,580$ ) представлен битовнитом № 78—82. Менее распространены уралитовые габбро с интенсивно цоизитизированным плагиоклазом. Среди указанных пород местами обнажаются свежие габбро-нориты, слагающие участки линзовидной или неправильной формы размером от единиц до нескольких сотен метров. В габбро-норитах местами наблюдается ритмическая (кумулятивная?) полосчатость, проявляющаяся в чередовании лейкократовых и меланократовых полос мощностью 10—50 см. К основанию ритмов размер и содержание темноцветных минералов увеличивается. Габбро-нориты состоят из гиперстена (железистость 34—36,  $n_g = 1,706—1,708$ ), клинопироксена и основного плагиоклаза (№ 80—90). Иногда структура габбро-норитов близка к трахитоидной.

В габброидной полосе, особенно у контакта с гипербазитами, залегают линзы ультраосновных пород мощностью до нескольких десятков метров. Эти породы представлены дунитами, верлитами, вебстеритами, клинопироксенитами, троктолитами, в разной степени рассланцованными и измененными наложенными процессами метаморфизма. В строениях линз нередко наблюдается симметричная зональность — дуниты по направлению к габбро сменяются верлитами, клинопироксенитами, троктолитами. Внутри тел ультраосновных пород встречаются жилы оливиновых габбро, габбро-норитов, различных габбро-пегматитов, плагиоклазитов. Многочисленные жилы габбро-пегматитов залегают и среди поля габброидов.

На внешней восточной части полосы габброидов местами располагаются крупные (протяженностью до нескольких сотен метров) тела амфиболовых габбро с субофитовой структурой. Также преимущественно к восточной части габброидной полосы приурочены участки, насыщенные параллельными дайками толеитовых диабазов. Местами параллельные дайки секутся более молодыми дайками порфиритов основного состава и жилами кислых порфитов или фельзитов.

Далее на восток по разрезу залегают своеобразные мигматиты, образующие полосу шириной от 2 до 10 км. Меланосома полосчатых и жильных мигматитов представлена среднезернистыми габбро-амфиболитами, габбро-диоритами, мелкозернистыми амфиболитами; лейкосома — среднезернистыми кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Среди мигматитов местами наблюдаются скиалиты аподиабазовых пород.

К востоку от мигматитов, местами в контакте с полосой габброидов обнажаются биотитовые и биотит-роговообманковые тоналиты, слагающие крупный массив.

Почти все породы к востоку от дунит-гарцбургитового ядра испытали несколько этапов наложенного метаморфизма. Следует отметить, что мы не рассматриваем существующей проблемы ранних этапов алюмокальциевого метасоматоза, с которыми связывается образование всех или части габброидов, появление метасоматических зон в линзах гипербазитов и т. д., поскольку эти вопросы выходят за рамки задач данной статьи и обсуждаются в работах В. Ф. Морковкиной (1967), А. А. Савельева и Г. Н. Савельевой (1977).

По наблюдавшимся взаимоотношениям в пределах полосы габброидов и плагиомигматитов можно выделить следующие этапы преобразований. На первом этапе происходит амфиболитизация габброидов. В пределах большей части габброидной полосы эти процессы ограничиваются обрастанием или замещением зерен пироксенов в габбро и габбро-пегматитах обыкновенной роговой обманкой, появлением роговообманковых габбро-пегматитов. В восточной и северо-восточной части габброидной полосы и в полосе мигматитов габбро превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Формирование амфиболитов многими исследователями синхронизируется с образованием плагиомигматитов (Молдавцев, 1973; Морковкина, 1967). На следующем этапе в полосе габброидов и плагиомигматитов образуются относительно узкие зоны бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Довольно мощная (до нескольких сот метров) зона таких бластомилонитов выделена А. А. Савельевым и Г. Н. Савельевой (1977) в основании полосы плагиомигматитов.

Последним этапом являются процессы зеленосланцевого диафтореза. Зеленые сланцы с актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом локализируются в относительно узких зонах мощностью до нескольких десятков метров и сопровождаются более широкими зонами псевдоморфных зеленосланцевых диафторитов. В псевдоморфных диафторитах по ультраосновным породам и габброидам пироксены уралитизируются, плагиоклаз замещается мелкозернистым агрегатом цоизита или клиноцоизита.

Выделение раннего этапа образования актинолит-анортитовых габбро в океанических условиях остается проблематичным. Надежных критериев для разделения «ранних» и «поздних» уралитовых габбро в восточной габброидной полосе пока не установлено.

Рассмотренный комплекс пород с востока обрамляется вулканогенно-осадочными сериями девонского возраста, в составе которых встречаются обломки всех его пород.

К северо-западу от дунит-гарцбургитового ядра прослеживается пояс пород офиолитовой ассоциации, метаморфизованных более интенсивно и по-иному, чем на востоке массива. В распределении метаморфических пород внутри западного пояса существует зональность, обусловленная

различиями в составе исходных образований и  $P$ — $T$ -условиями длительного и неоднократного метаморфизма.

По В. Ф. Морковкиной (1967), впервые описавшей здесь жадеититы и глаукофановые сланцы, последние образованы за счет вмещающей офиолиты эффузивно-осадочной толщи. Н. Л. Добрецов (1974<sub>2</sub>) западнее дунит-гарцбургитового ядра выделил полосу измененных габброидов с эклогитоподобными породами и следующую западнее полосу гранат-глаукофановых и глаукофановых сланцев. Последние он предположительно считает древними, доордовикскими метаморфическими образованиями, аналогичными породам более северного, марункеусского метаморфического комплекса (район р. Щучей). Г. Н. Савельева (1974) к западу от контакта с гипербазитами выделила следующие синхронные метаморфические зоны: а) гранат-цоизитовых амфиболитов; б) гранатовых и эпидотовых амфиболитов; в) глаукофановых сланцев; г) альбит-хлорит-лавсонитовых сланцев.

Ранее нами (Ленных и др., 1976) в истории метаморфизма западного пояса было выделено три этапа: 1) амфиболитизация габброидов и плагиогранитизация; 2) образование среднетемпературных бластомилонитов (мелкозернистых амфиболитов, глаукофановых, гранат-глаукофановых сланцев и плагиогнейсов) по габброидам и плагиогранитизированным амфиболитам; 3) образование зон зеленых сланцев по перечисленным выше породам.

При проведении более детальных исследований выяснилось, что кроме апогабброидных амфиболитов и глаукофановых сланцев широко распространены амфиболиты и глаукофановые сланцы, отвечающие по химическому составу толеитовым диабазам, и присутствуют сланцы с глаукофаном и лавсонитом, образованные за счет эффузивов. Кроме того, в последнее время установлено, что габброиды западного метаморфического пояса в большинстве своем сами являются метаморфическими породами. Эти породы впервые описаны А. А. Савельевым и Г. Н. Савельевой (1977, стр. 49) как «ксеногенные тела двупироксеновых кристаллосланцев», причем доказано, что они образуются по массивным габбро-норитам. Двупироксеновые кристаллосланцы подобны высокотемпературным бластомилонитам платиноносного пояса Урала (Ефимов, 1977). Таким образом, выделяется этап метаморфизма исходных габбро, еще более древний и высокотемпературный, чем их амфиболитизация. Зоны различных метаморфических пород в западном метаморфическом поясе располагаются согласно с его общим строением. В контакте с породами дунит-гарцбургитового ядра прерывистой полосой развиты породы дунит-верлит-клинопироксенового комплекса. Пироксениты и верлиты обычно превращены в амфиболовые породы, иногда содержат прослой гранатовых амфиболитов. Довольно обычны шпинельсодержащие разности верлитов, вебстеритов, лерцолитов. По данным А. А. Савельева и Г. Н. Савельевой (1977), часть шпинелевых пород образована за счет метаморфизма троктолитов. Западнее этого комплекса или непосредственно в контакте с гипербазитами прослеживается полоса средне- и крупнозернистых цоизитовых амфиболитов шириной до 200 м. Среди этих амфиболитов нередко встречаются линзы гипербазитов, в различной степени преобразованных (дунитов, верлитов, клинопироксенитов). Цоизитовые амфиболиты полосчатой текстуры содержат 40—50% роговой обманки, близкой к паргаситу (табл. 2, обр. 204и), и цоизита (45—60%, табл. 2, обр. 141/52). По химическому составу цоизитовые амфиболиты отличаются от большинства габброидов более высоким содержанием кальция и низким содержанием натрия, железа и титана (табл. 1), что может свидетельствовать об определенной близости этих пород к породам дунит-верлит-клинопироксенового комплекса.

К западу от цоизитовых амфиболитов и структурно ниже прослеживается широкая (до 2—4 км) полоса различных метагабброидов. В ее

Таблица 1

Средние химические составы метаморфических пород западного экзоконтакта Войкарского массива, вес. %

Тип пород	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.
Цоизитовые амфиболиты	4	46,21	0,19	21,74	1,95	3,07	0,09	7,29	15,06	1,40	0,24	0,03	3,00
Двупироксеновые кристаллосланцы амфиболитизированные	4	44,20	1,02	18,45	4,53	7,17	0,16	6,75	12,12	3,04	0,44	0,19	2,25
Гранатовые амфиболиты среднезернистые	3	42,54	1,10	17,97	5,64	10,79	0,28	7,35	11,50	1,13	0,30	0,14	1,30
Гранат-глаукофановые сланцы по метагабброидам	3	46,69	0,69	19,05	5,11	5,59	0,15	6,05	11,32	2,60	0,37	0,11	2,85
Гранат-глаукофановые сланцы по полосчатым метагабброидам	4	52,23	1,66	15,11	4,44	8,18	0,21	4,95	6,50	3,26	0,73	0,28	1,83
Глаукофановые сланцы с хлормеланитом	3	55,42	1,11	14,50	4,33	5,58	0,15	4,61	8,06	4,21	0,17	0,15	1,78
Плаггиогнейсы глаукофановой зоны	4	72,64	0,42	13,23	1,57	1,94	0,07	1,16	1,37	6,19	0,14	0,10	1,35
Мелкозернистые амфиболиты	2	50,39	0,90	15,58	3,38	6,93	0,15	7,96	9,69	3,26	0,30	0,13	1,85
Плаггиогнейсы среди мелкозернистых амфиболитов	7	70,59	0,38	13,91	2,05	1,99	0,07	0,93	4,24	3,75	0,53	0,08	1,58
Мелкозернистые гранатовые амфиболиты (по толентам?)	5	51,11	1,52	15,76	4,38	8,07	0,17	5,17	7,77	3,98	0,14	0,20	2,09
Эпидот-глаукофановые сланцы по эффузивам	2	45,93	2,08	14,69	8,10	5,52	0,28	5,47	9,82	3,12	1,24	0,26	4,14

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Челябинской геологоразведочной экспедиции.

Таблица 2

Химические составы минералов главных типов метаморфических пород западного экзоконтакта Войкарского массива (вес. %)

Компонент	Цоизитовые амфиболиты		Гранатовые амфиболиты среднезернистые				Гранат-глагоуфановые сланцы					Гранатовые амфиболиты мелкозернистые				
	204 и 141/52		476		180в		192		192е			153е			88а	
	Ро	Цо	Ро	Гр	Ро	Гр	Гл	Гр	Гл	Хм	Гр	Ро	Гр	Пир	Ро	Гр
SiO <sub>2</sub>	47,55	38,52	42,49	38,82	41,67	37,98	51,41	39,25	52,70	52,96	37,84	44,08	38,00	51,68	45,00	37,23
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,42	0,92	0,27	1,01	0,30	1,34	1,18	1,69	1,50	0,67	0,92	1,72	1,13	0,57	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,77	32,19	16,26	21,98	15,70	21,40	12,69	19,43	11,94	9,74	20,01	14,82	20,02	31,13	13,45	20,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,18	1,87	4,63	1,04	5,63	1,51	5,67	2,53	4,29	6,47	1,85	4,44	1,24	2,14	5,75	2,45
FeO	5,39	0,28	9,12	20,22	11,39	23,89	11,06	24,16	9,55	4,26	23,70	10,34	25,50	2,14	11,14	25,86
MnO	0,16	0,03	0,10	0,79	0,12	1,63	0,06	2,22	0,09	0,16	6,83	0,23	2,80	He. опр	0,13	0,90
MgO	16,01	0,18	12,05	8,16	9,45	4,83	5,64	2,11	7,13	5,97	0,24	11,20	3,41	0,80	9,04	2,89
CaO	11,40	24,08	9,79	8,63	10,00	8,50	4,90	8,61	4,79	13,07	9,85	8,91	7,14	1,95	9,20	9,50
Na <sub>2</sub> O	1,50	0,10	2,50		1,63		4,16		4,50	6,00		2,17		6,20	2,75	
K <sub>2</sub> O	0,31	0,04	0,31		1,04				He опр.			He опр.		0,40	He опр.	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,34	2,26	1,67		1,88		2,00		»			»		»	»	
П.п.п.									»			»		4,35	»	
Сумма	99,88		99,84	99,91	99,52	100,04	99,86	99,49		100,03	100,72		99,83			100,10
f	18		30	58	40	73	48	87	43	41	98	34	82		41	80

Примечание. Ро — роговая обманка; Цо — цоизит, по В. Ф. Морковкиной, 1967; Гр — гранат, Гл — глаукофан, Хм — хлормеланит, Пар — парagonит. Анализы выполнены в лаборатории Ильменского заповедника Г. К. Звонаревой, А. В. Бугорной. 204и — р. Средняя Кечьпель; 476 — р. Цигим-Харута; 180в — р. Левая Лагорта; 192, 192е — р. Средняя Кечьпель; 153е — р. Средняя Лагорта; 88а — р. Погурей.  $f = \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg} \cdot 100$ .

строении участвуют двупироксеновые кристаллосланцы, свежие и в разной степени амфиболитизированные, полосчатые метагабброиды, друзиты, гранатовые и плагиоклазовые амфиболиты, различные среднетемпературные бластомилониты (глаукофановые и эпидот-глаукофановые сланцы, эпидотовые амфиболиты и др.), зеленосланцевые диафториты.

Двупироксеновые кристаллосланцы сохранились среди гранатовых амфиболитов и амфиболитов в виде отдельных блоков и будин различных размеров. Наиболее крупные участки двупироксеновых кристаллосланцев обнажаются в массиве Хорд-Юс и в южной части метаморфического пояса в бассейне р. Хулги (Савельев, Савельева, 1977). Породы этой группы отличаются линейно-ориентированной текстурой, порфиоровидной структурой. Порфиоровидные выделения представлены веретенообразными агрегатами зерен гиперстена, клинопироксена, иногда к ним добавляется красно-бурый биотит. Длина таких скоплений до 5—7 мм, размер отдельных зерен 1—2 мм. Гранобластовая основная ткань сложена плагиоклазом (№ 45—80), отдельными зернами пироксенов, рудным минералом. Судя по оптическим данным ( $n_g=1,723$ ), железистость гиперстена равна 44—45. Такие гиперстены характерны для двупироксеновых кристаллических сланцев многих гранулитовых комплексов (Другова и др., 1972). Гиперстен массивных габбро-норитов восточного габбрового пояса с железистостью 35—36 более характерен для магматических габбро (Дир и др., 1965). Клинопироксен кристаллосланцев по оптическим характеристикам похож на салиты двупироксеновых гранулитов, а красно-бурый биотит соответствует высокотитанистым биотитам гранулитовых комплексов. По химическому составу двупироксеновые кристаллосланцы (амфиболитизированные) мало отличаются от прочих метагабброидов (см. табл. 1). Кристаллосланцы можно рассматривать как специфические метаморфиты (высокотемпературные бластомилониты), образовавшиеся при пластическом течении в температурных условиях гранулитовой фации за счет габбро-норитов.

Полосчатые клинопироксен-роговообманковые метагабброиды имеют среднезернистую или порфиоровидную структуру и состоят из реликтового клинопироксена, буровато-зеленой роговой обманки, соскюритизированного плагиоклаза, цоизита, иногда присутствуют кварц и рудный минерал. Эти породы, по-видимому, аналогичны полосчатым уралитовым габбро восточной габброидной полосы.

Гранатовые амфиболиты широко развиты в тех же районах, что и двупироксеновые кристаллосланцы, а также и в других местах метагабброидной полосы в менее широких зонах. Образование этих пород за счет двупироксеновых кристаллосланцев сомнений не вызывает. Процесс начинается с формирования друзитов, в которых каемки граната развиваются по границам темноцветных минералов и плагиоклаза. Эти породы были описаны Н. Л. Добрецовым (1974<sub>2</sub>) в качестве эклогитоподобных. Клинопироксен друзитов, по данным Н. Л. Добрецова, относится к диопсиду с низким содержанием жаденитового минала, плагиоклаз представлен лабрадором, а гранат содержит до 30% пиропового компонента.

Гранатовые амфиболиты характеризуются грубополосчатой текстурой, порфиробластовой структурой. Порфиробласты граната размером до нескольких сантиметров погружены в среднезернистую гранобластовую основную ткань, состоящую из роговой обманки, плагиоклаза (№ 40—45), цоизита. По составу граната и роговой обманки можно выделить два типа амфиболитов. Наиболее распространены амфиболиты, гранат которых содержит около 20% пироповой составляющей, железистость его 70—74. Зеленая роговая обманка этих амфиболитов относится к паргасит-гастингситовому ряду, железистость ее 40—42% (табл. 2, 180в). Реже встречаются амфиболиты, в гранате которых содержится 25—30% пироба, а светло-зеленая роговая обманка отличается более низкой железистостью (30, обр. 476). Взаимоотношения между этими ти-

пами амфиболитов остались пока неясными. По химическому составу гранатовые амфиболиты (см. табл. 1) похожи на другие высокоглиноземистые метагабброиды, отличаясь лишь низким содержанием натрия. В целом гранатовые амфиболиты образуются в температурных условиях амфиболитовой фации (см. табл. 3). Этот метаморфизм по возрасту близко связан с широко проявленной в апогабброидных породах плагиогранитизацией. Плагиограниты западной габброидной полосы ранее были описаны Г. Н. Савельевой и Х. Т. Шляховой (1970). Вблизи от контакта с гипербазитами плагиогранитовый материал образует местами шток-верк довольно мощных жил в метагабброидах, или слагает маломощные параллельные полоски, ветвящиеся жилки с образованием пород, аналогичных прослойным и блоковым мигматитам гнейсо-мигматитовых ком-

Таблица 3

Температуры метаморфизма по геотермометрам Л. Л. Перчука (1970)

№ образца	Порода	Fe: Mg + Fe + Mn		T°	Примечание
		Гр	Амф		
476*	Среднезернистый гранатовый амфиболит	0,52	0,38	750	Верхи амфиболитовой фации
180в*	То же	0,71	0,49	720	
192*	Гранат-глаукофановый сланец	0,80	0,48	620	
192е*	То же	0,77	0,43	610	Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации
153с*	Мелкозернистый гранатовый амфиболит	0,75	0,41	620	
88з*	То же	0,82	0,50	625	
72д-1	Гранат-глаукофановый сланец	0,80	0,37	500	
72д-2	То же	0,77	0,37	550	

\* Анализы минералов см. в табл. 2.

плексов. В других случаях, преимущественно в удалении от контакта с гипербазитами, в амфиболитах залегают параллельные тела плагиогранитов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3—5 м.

В рассматриваемой полосе метагабброидов встречаются зоны средне-температурных мелкозернистых бластомилонитов — преимущественно мелкозернистых гранатовых и эпидотовых амфиболитов. Количество и мощность бластомилонитовых зон в большинстве разрезов увеличиваются к западу, но соотношение ранних кристаллосланцев и амфиболитов и поздних бластомилонитов в разных участках различное. Максимальную ширину поздние бластомилониты, в том числе и глаукофановые сланцы, имеют в северной части габброидной полосы, в районе р. Средней Кечпель (рис. 2). Здесь по правому притоку р. Средней Кечпель в контакте с цоизитовыми амфиболитами развиты гранат-глаукофан-пергасит-клиноцоизитовые амфиболиты с реликтами структуры ранних метагабброидов. Эти породы линейно-ориентированной текстуры состоят из линзовидных скоплений глаукофана или зерен пергасита, обрастающего глаукофаном, погруженных в мелкозернистый агрегат клиноцоизита, иногда содержат порфирыобласты граната. По химическому составу породы этой группы не отличаются от более ранних метагабброидов (см. табл. 1). Западнее от описанных пород, после зоны зеленосланцевых диафторитов (см. рис. 2), обнажается толща бластомилонитов, образовавшихся на субстрате полосчатых габброидов.

Эти бластомилониты представлены мелкозернистыми гранатовыми амфиболитами, гранат-глаукофановыми сланцами (нередко с хлормеланитом), чередующимися с «прослоями» плагиогнейсов, мощностью до не-

скольких десятков сантиметров. В восточной части полосы бластомилонитов встречаются линзовидные участки исходных среднезернистых полосчатых метагабброидов.

Гранат-глаукофановые сланцы сложены гранатом ( $f=80-87$ , пироп 9—14%), глаукофаном, эпидотом, хлормеланитом, белой слюдой (фенгитом или парагонитом). В небольших количествах присутствуют кварц и альбит. Химические составы гранат-глаукофановых сланцев приведены в табл. 1, составы минералов в табл. 2 (образцы 192, 192e). Гранатовые амфиболиты в данном разрезе образуют постепенные переходы с глаукофановыми сланцами и отличаются тем, что содержат менее натровую роговую обманку. Плаггиогнейсы среди глаукофановых сланцев характеризуются полосчатой или гнейсовой текстурой, мелкозернистой

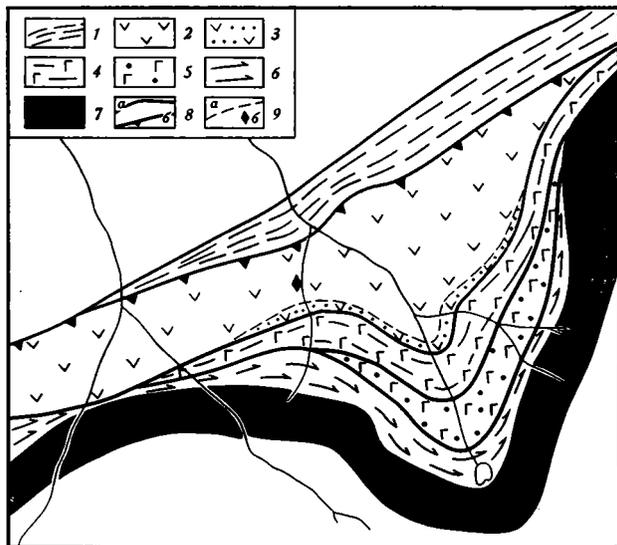


Рис. 2. Геологическая карта района р. Средний Кечелье  
 1 — конгломераты, песчаники, филлиты ордовика; 2 — лагортинский комплекс палеозоя — черные кремни, различные зеленые сланцы (в том числе с лавсонитом); 3 — лагортинский комплекс, эпидот-глаукофановые сланцы; 4 — гранат-глаукофановые, хлормеланит-глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты, плаггиогнейсы на субстрате полосчатых метагабброидов; 5 — глаукофановые бластомилониты по среднезернистым метагабброидам, 6 — омпакитовые амфиболиты с линзами метагабброидов и метаультрабазитов; 7 — метаультрабазиты (серпентиниты, войкариты и др.); 8 — надвиги (а), региональный надвиг (б); 9 — литологическая граница (а), место надводки лавсонита (б)

структурой. Они состоят из кислого плагиоклаза, кварца, граната, глаукофана, эпидота, фенгита. Иногда в них встречаются псевдоморфозы по хлормеланиту. Для плаггиогнейсов глаукофановой зоны характерно высокое содержание натрия и относительно низкое содержание кальция и калия (см. табл. 1).

Во многих более южных разрезах западной метагабброидной полосы западнее среднезернистых гранатовых амфиболитов выделяются более или менее широкие зоны среднетемпературных бластомилонитов по полосчатым метагабброидам, представленных мелкозернистыми гранатовыми и эпидотовыми амфиболитами с «прослоями» плаггиогнейсов. Гранат в амфиболитах представлен высокожелезистой разновидностью ( $f=80-82$ ), содержание пиропы в нем 10—14%, спессартина до 6% (см. табл. 2, образцы 153e, 88з), синевато-зеленые роговые обманки отличаются от обыкновенной роговой обманки несколько повышенным содержанием

натрия (см. табл. 2, образцы 153е, 88з). Кроме граната и амфибола породы содержат эпидот, плагиоклаз, кварц, белую слюду (мусковит или парагонит). Аксессуары представлены рутилом, апатитом, сфеном, рудным минералом.

Плаггиогнейсы среди амфиболитов данного типа содержат те же минеральные ассоциации, что и вмещающие амфиболиты. В их составе участвуют плагиоклаз (№ 16—30), кварц, сине-зеленая роговая обманка, эпидот. По химическому составу эти плаггиогнейсы от плаггиогнейсов глаукофановой зоны отличаются меньшим содержанием натрия и несколько большим калия и кальция (см. табл. 1).

В некоторых разрезах (р. Западная Лагорта и др.) западнее описанных амфиболитов с плаггиогнейсами прослеживаются мелкозернистые гранатовые и эпидотовые амфиболиты, не сохранившие признаков каких-либо исходных габброидов. Среди них обычно отсутствуют и плаггиогнейсы. Судя по химическому составу (повышенное содержание титана, низкое содержание магния, калия), эти породы заметно отличаются от метагабброидов. Четких границ между апогабброидными среднетемпературными бластомилонитами и данными породами в поле установить не удастся, но можно предположить, что исходными породами для них были базальтоиды толентового состава (возможно, диабазы комплекса параллельных даек?). Судя по сходству минеральных парагенезисов рассматриваемых амфиболитов с парагенезисами апогабброидных среднетемпературных бластомилонитов, те и другие образуются в температурных условиях эпидот-амфиболитовой фации (500—600°, см. табл. 3).

На все рассмотренные выше породы западного метаморфического пояса по зонам различной мощности (50—300 м) накладывается рассланцевание и зеленосланцевый диафторез. Зеленые сланцы в первую очередь приурочены к зонам контактов более или менее однородных пород и разделяют относительно крупные пластины, но, кроме того, залегают и внутри этих пластин. В составе зеленых сланцев участвуют хлорит, эпидот, альбит, карбонат, сфен. В сопровождающих зеленые сланцы зонах псевдоморфных зеленосланцевых диафторитов встречаются псевдоморфозы по минералам всех ранних генераций — пироксенам, гранатам, амфиболам и др.

Для западной метагабброидной полосы, так же как и для восточных габбро, характерно присутствие многочисленных жил габбро-пегматитов, метаморфизм которых соответствует метаморфизму вмещающих метагабброидов. В габбро-пегматитах, залегающих среди двупироксеновых кристаллосланцев, сохраняются реликты замещаемого роговой обманкой пироксена, роговообманковые габбро-пегматиты среди гранатовых амфиболитов нередко содержат гранат, в зонах глаукофановых бластомилонитов габбро-пегматиты также превращены в бластомилониты, состоящие из линзовидных агрегатов глаукофана и преимущественно клиноцоизитовой основной массы (рис. 3). Среди зеленых сланцев габбро-пегматиты превращены в бластомилониты с актинолитом, альбитом и т. д.

К северо-западу от полосы метагабброидов и метадиабазов прослеживается узкая полоса развития вулканогенно-кремнистых толщ, представленных базальтоидами, фтанитами, реже альбитофирами, глинисто-кремнистыми сланцами, туфопесчаниками и туфоконгломератами лагортинского комплекса (Ленных и др., 1976). До недавнего времени эти породы относили к докембрию или ордовику. Находка фауны позволила более уверенно говорить о принадлежности этих пород к палеозою и об их более широком возрастном диапазоне. На р. Средняя Лагорта в этом комплексе найдены *Tabulata* sp., *Rugosa* sp., а также радиолярии *Entactinosphaera* sp., *Entactinia* sp.? *Polyentactina* sp. Последние свидетельствуют, по заключению Б. В. Назарова, о верхнесилурийско-девонском возрасте вмещающих пород. Ранее указывалось на находку ордовикских

радиолярий в осадочно-вулканогенной толще, принадлежащей тому же комплексу на р. Паге (Гессе, Маслов, 1972).

Контакт лагортинского комплекса с породами метагабброидной полосы обычно тектонический и фиксируется зоной зеленосланцевых диафторитов. Большая часть пород этого комплекса претерпела начальные стадии зеленосланцевого метаморфизма, но местами, в северной части площади (см. рис. 2), в контакте с глаукофаносланцевыми бластомилонитами эффузивные породы преобразованы в эпидот-глаукофановые сланцы и альбит-актинолитовые сланцы с лавсонитом. Апоэффузивные эпидот-глаукофановые сланцы характеризуются повышенными содержаниями титана, железа (см. табл. 1).

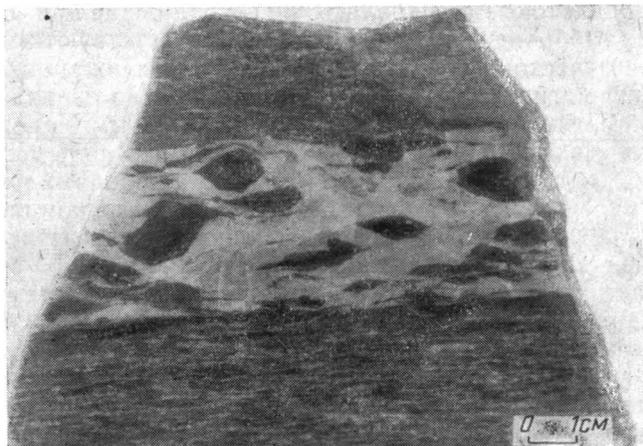


Рис. 3. Глаукофан-клиноцоизитовый бластомилонит по габбро-пегматиту

Таким образом, из описания западного метаморфического пояса следует, что к северо-западу от дунит-гарцбургитового ядра наблюдается последовательность пород, почти зеркально повторяющая последовательность восточной окраины гарцбургитового массива, т. е. можно считать, что часть разреза офиолитовой ассоциации находится здесь в опрокинутом залегании.

### **Структурное положение и внутренняя структура Войкарского массива**

Породы Войкарского массива (включая гипербазиты, метагабброиды и вулканогенно-осадочные толщи) слагают широкую краевую полосу эвгеосинклинали. В целом они надвинуты на миогеосинклинальные образования западного обрамления. В плане, как уже было отмечено, наблюдается полосовое строение массива, причем границы распространения отдельных членов офиолитовой ассоциации оказываются субпараллельными как в плане, так и в разрезе.

В настоящее время на разных офиолитовых массивах доказано, что границы между главными членами пород офиолитовой ассоциации первоначально были субгоризонтальными (Пейве и др., 1977; Coleman, Irvin, 1974).

В современной структуре Войкарский массив можно представить как гигантскую изоклинальную антиклиналь, запрокинутую на запад и осложненную надвигами (рис. 4). Снизу (с северо-запада) антиклиналь ограничена поверхностью наиболее крупного, регионального надвига

(шарьяжа), по которому все породы офиолитовой ассоциации надвинуты на палеозойские толщи миогеосинклинали. Надвиг выражен сближенными зонами дробления, в которых зажаты клинья пород самого различного возраста, включая верхнедевонские, что говорит о его сравнительно молодом возрасте. При прослеживании на север видно, что этот надвиг постепенно срезает породы перевернутого крыла, причем одновременно в его поверхности появляется серпентинитовый меланж. В южном направлении шарнир антиклинали погружается, а ее западное крыло становится более крутым (на самом юге — вертикальным) и наблюдается переход к периклинальному замыканию складки с нормальным залеганием в обоих крыльях.

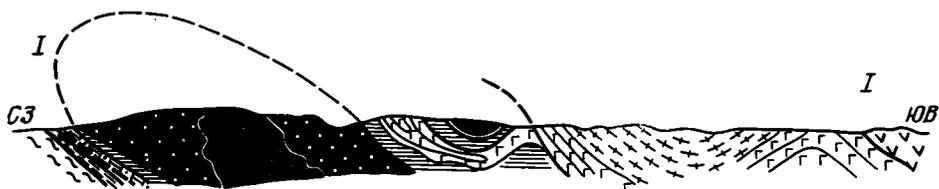


Рис. 4. Геологический разрез через Войкарский массив (усл. обозн. и линия разреза см. на рис. 1)

Сравнивая особенности структур лежачего и висячего крыльев антиклинали, необходимо отметить, что первое из них значительно более узкое, сжатое по сравнению со вторым; здесь невозможно практически выделить осложняющие линейные складки, широко развиты зоны зеленосланцевых диафторитов, связанных с наиболее поздним тектоническим разлинзованием. В силу этого отдельные члены офиолитовой ассоциации не образуют здесь непрерывно прослеживаемых горизонтов. Мощные зоны глаукофановых и амфиболитовых blastsомилонитов также, по-видимому, фиксируют поверхности среднетемпературных зон пластического течения, амплитуда перемещения масс по которым могла быть достаточно большой. В отличие от этого висячее крыло характеризуется развитием многочисленных запрокинутых на запад складок; отдельные члены офиолитовой ассоциации прослеживаются практически непрерывно при большой ширине их выходов. В общем виде можно предположить, что висячее крыло представляет собой каскад изоклинальных складок, форма которых приближается к форме Войкарской складки в целом. Судя по гравиметрическим данным, гарцбургитовое ядро погружается на восток под углом  $40-50^\circ$  и постепенно выклинивается в этом направлении. Таким образом, в разрезе Войкарская складка, по-видимому, представляет собой антиклиналь с пережатым гарцбургитовым ядром.

Как было показано выше, породы висячего и лежачего крыла Войкарской антиклинали резко различаются по характеру и интенсивности наложенных метаморфических процессов. Закономерная приуроченность двупироксеновых кристаллосланцев, гранатовых амфиболитов и глаукофановых сланцев к лежачему крылу складки позволяет говорить о том, что их образование происходило в связи с формированием складки. Более того, в соответствии с изменением структурных характеристик складки по ее простираению с юга на север при переходе от нормального или вертикального залегания западного крыла складки к перевернутому наблюдается закономерное расширение полосы апогаббровых blastsомилонитов и особенно глаукофановых сланцев, о чем говорилось выше.

Судя по верхнему пределу метаморфических процессов (исключая зеленокаменный диафторез), определяемому примерно в 400 млн. лет (Морковкина, 1967), складка как самостоятельная структура сформировалась уже к началу девона. Осевая поверхность складки имеет юго-восточное падение, так же как и перекрывающие ее среднедевонские отло-

Схема соотношения этапов метаморфизма в дунит-гарцбургитовом ядре  
и габброидах Войкарского массива

Главные этапы		Северо-западная полоса габброидов	Ядро	Юго-восточная полоса габброидов
Соскладчатый метаморфизм	IV	Зеленые сланцы и зелено-сланцевые диафториты	Серпентиниты	Зеленые сланцы и зеленосланцевые диафториты
	III	Бластомилониты по метагабброидам (гранатовые и эпидотовые амфиболиты, глаукофановые сланцы)	Оливин-антигоритовые породы, жадеититы	Локальные зоны бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации
	II	Друзиты, гранатовые амфиболиты среднезернистые, плагиограниты	Регенерированные гарцбургиты и дуниты, порфиробластические гарцбургиты, энстатититы	Амфиболитизированные и амфиболитизированные габброиды, плагиомигматиты
	I	Двупироксеновые кристаллосланцы	?	Деформированные габброиды
Породы доскладчатого этапа		Габброиды	Гарцбургиты, дуниты, верлиты, клинопироксениты, серпентиниты ранней генерации	Габброиды

жения, развитые восточнее. Для реставрации ее первоначальной формы нужно исключить этот ее более поздний наклон. Это приводит к выводу о том, что к моменту окончания главных метаморфических процессов Войкарская структура представляла собой лежащую антиклиналь.

Итак, на первых стадиях развития, в додевонское время тангенциальное сжатие реализовалось образованием гигантской лежащей складки, в подвернутом крыле которой происходили многоэтапные метаморфические преобразования пород, сопровождавшиеся тектоническим разлинзованием и пластическим течением вещества. В всячем крыле эти процессы проявлены слабо и локализовались лишь в отдельных зонах; минеральные ассоциации зон пластического течения в всячем и лежащем крыльях, как отмечалось выше, были различны. По мере дальнейшего горизонтального сжатия лежащая складка была сорвана по нескольким субгоризонтальным плоскостям, примерно параллельным осевой плоскости складки. Дальнейшее развитие заключалось в наложении системы более поздних складок и в надвигании гигантской эвгеосинклинальной пластины на миогеосинклинальную зону (т. е. на край континента). Эти однонаправленные движения продолжались длительное время (по-видимому, до конца палеозоя).

Войкарский массив представляет собой в известном смысле ключ к пониманию структуры других массивов, в которых породные ассоциации, близкие к вышеописанным, наблюдаются в более сложных структурных взаимоотношениях. Схема сопоставления метаморфических процессов, проявившихся в дунит-гарцбургитовом ядре, восточной и западной габброидных полосах приведена в табл. 4. При сопоставлении этапов метаморфизма гипербазитов и габброидов учитывались также материалы по массивам Рай-Из и Сьум-Кеу, рассмотренные ниже.

В расположенном севернее Войкарского массива гипербазитовом массиве Рай-Из дунит-гипербазитовый комплекс вместе с вышележащими породами оказывается надвинутым далеко в глубь миогеосинклинальной зоны, где перекрывает не только девонские, но и каменноугольные отложения. В меланже, подстилающем эту пластину, заключены относительно крупные линзовидные блоки пород, характерных для лежащего крыла Войкарской антиклинали (метагабброиды, метаэффузивы и др.), а также более мелкие тектонические обломки, частично переработанные в жадеититы, родингиты, нефриты и другие породы (Дергунов и др., 1975). В самом дунит-гарцбургитовом массиве Рай-Из почти нет метаморфизованных пород. Значительные площади в нем сложены регенерированными дунитами и гарцбургитами, оливин-антигоритовыми породами, сер-

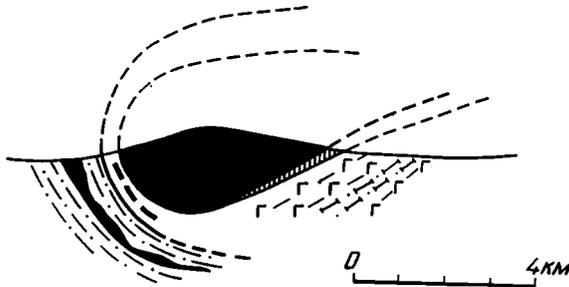


Рис. 5. Геологический разрез через офиолитовый массив Сыум-Кеу на широте р. Няровой-Хадата (усл. обозн. см. на рис. 1)

пентинитами. Весьма интересна зона метаморфических пород шириной 3—4 км, протягивающаяся в северо-восточном направлении в средней части массива Рай-Из. В этой зоне сагандиты, энстатиты, регенерированные гарцбургиты с крупным порфиробластическим энстатитом и регенерированные дуниты ассоциируют с отдельными небольшими блоками апогабброидных гранатовых амфиболитов, что определенно указывает на образование перечисленных метасульфидов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Структурно эта зона представляет антиклинальную складку, осложненную разрывной тектоникой.

Далее к северу от Рай-Изского массива расположен крупный массив Сыум-Кеу. Гарцбургиты здесь слагают структуру, которую можно себе представить как бескорневое ядро гигантской лежащей складки (рис. 5). Крылья этой складки сложены разнообразными апогаббровыми породами, залегающими с падением под гарцбургитовое ядро. Иными словами, здесь сохранилось только перевернутое крыло лежащей войкарского типа. С такими представлениями согласуется характер метаморфических преобразований апогаббровой оторочки дунит-гарцбургитового ядра.

К востоку от Сыум-Кеуского массива развиты массивные среднезернистые апогаббровые цоизитовые и гранатовые амфиболиты (малыкский комплекс), аналогичные ранним гранатовым амфиболитам Войкарского массива. Ближе к контакту с гипербазитами среди амфиболитов появляются тела и линзы полосчатых гипербазитов (верлитов, клинопироксенитов) с полосами плагиоклазитов. На контакте плагиоклазитовых полос и пироксенитов обычно развиты мономинеральные гранатовые полосы мощностью до 2 см. В зоне восточного контакта с гипербазитами появляются также широкие (до нескольких десятков метров) зоны рассланцованных амфиболитов и гранат-эпидот-амфиболовых бластомилонитов.

В районе хр. Харам-Пе прослежена полоса гранат-глаукофановых сланцев. Вдоль западного контакта Сыум-Кеусского массива апогаббровые метаморфиты превращены преимущественно в зеленые сланцы, среди которых сохраняются тела гранат-глаукофановых сланцев с будинами эклогитов (р. Хадата) и амфиболитизированные габброиды (р. Няровей-Хадата). Таким образом, если исключить зеленосланцевый диафторез, процессы метаморфизма габброидов к востоку и западу от Сыум-Кеусского массива однотипны и аналогичны процессам, наблюдаемым в северо-западной полосе Войкарского массива.

### ХАБАРНИНСКИЙ И КЕМПИРСАЙСКИЙ МАССИВЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Хабарнинский массив в целом слагает пережатое ядро лежачей складки, смятой в свою очередь дополнительными, более простыми складками и разорванной разломами (рис. 6). Разрез офиолитовой ассоциации Хабарнинского массива принципиально не отличается от приведенного выше разреза Войкарского массива. Ордовикско-силурийские вулканоген-



Рис. 6. Геологический разрез через Хабарнинский массив (усл. обозн. см. на рис. 1)

но-осадочные толщи, развитые здесь, конформно облекают гипербазито-габбро-амфиболитовое ядро, образуя «оболочку» лежачей складки. Граница между этой «оболочкой» и ядром тектоническая, наблюдается косое срезание пластов вдоль этой границы.

В северной, большей по размерам части массива сохранилось от размыта только перевернутое, лежачее крыло складки, образующее крупную синформу с гипербазитами в ядре. Вулканогенно-осадочные толщи, окружающие массив, имеют отчетливые падения под гипербазиты, габброиды и амфиболиты. Согласно с контактами залегает полосчатость и сланцеватость амфиболитов и габброидов. Углы наклона обычно не превышают 40—50°, а на северном центриклинальном залегании — 20—30°. Синклиальная форма массива в его северной части подтверждена бурением.

По направлению на юг, вдоль западного ограничения массива залегание обрамляющих вулканогенно-осадочных пород, габброидов и амфиболитов становится более крутым. В среднем течении р. Тереклы по ее правому борту виден дальнейший разворот структуры. Слоистые вулканогенно-осадочные толщи образуют видимый в обнажениях шарнир лежачей антиклинальной складки, нижнее крыло которой подворачивается под габброиды, а верхнее уходит вверх (размыто). Южнее по мере погружения шарнира на поверхность выходят породы всяческого крыла складки, имеющие западные падения с углами порядка 50—70°.

В южной части массива, по мере погружения шарниров всех структур, амфиболиты и габброиды образуют периклираль лежачей антиклинали с юго-западными и южными падениями полосчатости и сланцеватости.

Восточнее массива из-под габброидов и гипербазитов перевернутого (лежачего) крыла складки выходят нижеордовикские и доордовикские песчаники и эффузивы, слагающие тектоническое полуокно. Эти породы образуют антиклиналь, которая ограничивает Хабарнинский массив с востока. Это сравнительно простая структура, шарнир которой полого

погружается на север, где хорошо картируется ее периклинальное замыкание.

Гипербазиты и габброиды Хабаровинского массива, тектонически залегающие выше, обрамляют эту периклиналиль и выходят на восточном крыле. Здесь Хабаровинская антиклиналь приобретает вид опрокинутой на запад складки и представляет собой хвостовую, пережатую часть лежащей антиклинали. Лежачее ее крыло сложено амфиболитами (апогаббровыми), ядро сложено аподунитовыми породами, а на восточном (висячем) крыле последовательно обнажаются породы полосчатого комплекса и далее габброиды. Гарцбургитовая ее часть практически полностью «выдавлена» на запад в ядро лежащей части складки.

Итак, в целом Хабаровинский массив можно охарактеризовать как сложную лежащую (антиклинальную) складку с пережатым ядром, состоящую из тектонических пластин. С такой структурой вполне согласуются особенности метаморфических преобразований апогаббровых пород, облекающих гарцбургитовое ядро. Габброиды лежащего крыла почти нацело превращены в дупироксеновые бластомилониты и амфиболиты, в то время как в замке складки и в висячем крыле сохранилась габбровая структура пород, хотя они интенсивно уралитизированы и сосюритизированы. Хабаровинская антиклинальная складка претерпела значительные деформации в постметаморфическом этапе. Вместе с эвгеосинклинальными сериями она была шарьирована на западное обрамление, смята в дополнительные складки и осложнена разломами.

Внутренняя структура Кемпирсайского массива неясна, однако по имеющимся геологическим данным можно говорить о том, что габброиды восточного обрамления гарцбургитового ядра представляют его подошву, а западного — кровлю. В целом в Кемпирсайском массиве в принципе сохраняются те же структурные особенности, которые характерны для южной погруженной части Хабаровинского массива. Напомним, что именно в южной части Хабаровинской складки габброиды имеют нормальные (неперевернутые) падения на запад, а габброиды восточного обрамления на всем протяжении слагают лежащее (перевернутое) крыло лежащей складки.

С такими представлениями вполне согласуется характер метаморфических преобразований габброидов гипербазитового обрамления. В западном висячем крыле развиты троктолиты и оливиновые габбро, практически не затронутые процессами метаморфизма (Ефремов, Ефимова, 1974). В восточном же перевернутом крыле аналогичные породы необычно сильно метаморфизованы (Ефимов, Царицын, 1975). Здесь троктолиты сохранились лишь в ядрах будин, а в межбудинных пространствах превращены в пироповые амфиболиты с паргаситовой роговой обманкой (содержание пироба в гранате до 56%). В строении будин участвуют друзиты с зернами оливина, окруженного каймами бесцветного амфибола и граната. Содержание пироба в гранате 28—49%. Пироповые амфиболиты, по данным А. А. Ефимова и Е. П. Царицына, фиксируют локальную зону сверхдавления. Этим породы по характеру метаморфизма, по-видимому, отвечают ранним гранатовым амфиболитам Войкарского массива, но локальные давления здесь были более высокими.

## ВЫВОДЫ

Изучение внутренней структуры слабо нарушенных альпинотипных офиолитовых массивов Урала позволило выявить некоторые общие для всех массивов закономерности. Во всех рассмотренных случаях в их структуре наблюдаются реликты гигантских лежащих складок, пережатые ядра которых сложены гарцбургитами, а оболочки — габброидами и вулканитами офиолитовой ассоциации. Эти структуры представляют собой наиболее ранние из проявлений горизонтальных тектонических

движений и скучивания, приводящих в конечном счете к превращению океанической коры в континентальную. Во всех случаях породы перевернутого крыла таких складок неравномерно, но интенсивно метаморфизованы. Судя по минеральным парагенезисам и структурно-текстурным особенностям пород этот метаморфизм происходил на разных температурных уровнях и всегда сопровождался локальными проявлениями повышенных давлений и пластическим течением вещества.

Можно предположить следующую модель механизма, приводящего к формированию таких структур и сопровождающего их метаморфизма (рис. 7). Начальное тектоническое скучивание приводило к зарождению лежащей складки с гарцбургитовым ядром. Складка имеет глубинное зарождение, и судя по условиям раннего метаморфизма, отвечающим

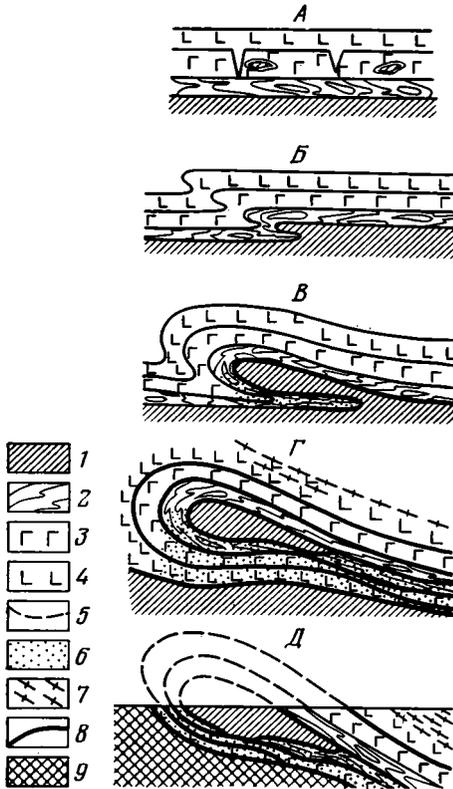


Рис. 7. Гипотетический способ образования лежащей складки оphiолитов

1 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 — полосчатый комплекс; 3 — габброиды; 4 — амфиболитизированные диабазы, комплекс параллельных даек; 5 — пироксен-плаггиоклазовые тектониты; 6 — метаморфиты повышенных давлений; 7 — плаггиограниты; 8 — бластомилониты и зоны межпластовых проскальзываний; 9 — миогеосинклинальные отложения

гранулитовой фации, и по составу слагающих ее пород, она образуется где-то вблизи поверхности Мохоровичича (рис. 7, Б). По мере дальнейшего продвижения лежащей складки по латерали в лобовой части подвигающегося гарцбургитового ядра должны были возникнуть условия локального повышенного давления (рис. 7, В). В процессе движения гарцбургитовое ядро обособливается по зонам пластического течения и отрывается от материнских пород верхней мантии. Породы габбровой оболочки проходят через зону повышенных давлений в лобовой части гарцбургитового ядра, неравномерно преобразуясь в метаморфиты повышенных давлений (рис. 7, Г). Этот механизм несколько напоминает движение тракторной гусеницы. В условиях амфиболитовой фации (на глубинных уровнях) такое «прокатывание» приводит к преобразованию метагабброидов в гранатоподобные амфиболиты. В дальнейшем лежащая складка продвигается в более высокие горизонты коры и в ядро, вокруг которого проскальзывает оболочка, частично включаются и амфиболиты.

Зона максимального проскальзывания и пластического течения смещается к границе габбро и перекрывающих его диабазов. Именно здесь и формируются метаморфиты и бластомилониты среднетемпературного уровня: висячем крыле это бластомилониты эпидот-амфиболитовой ступени, в лежащем — гранатовые, гранат-роговообманковые и гранат-глаукофановые сланцы; при этом гранат-глаукофановые сланцы тяготеют к внешней, удаленной от ядра части пояса бластомилонитов. На более высоких уровнях коры движение лежащей складки становится невозможным и преобразуется в движение офиолитовых пластин, в нижней части которых появляются многочисленные зоны зеленосланцевого диафтореза, а на определенной стадии этого процесса — и серпентинитовые меланжи (рис. 7, Д).

Такой механизм формирования структуры офиолитов на ранних этапах тектонического скучивания, на наш взгляд, имеет широкое распространение. Этим мы объясняем многочисленные факты появления в меланжах подошв офиолитовых пластин блоков разнообразных метаморфических пород базитового состава, в том числе глаукофановых сланцев. Эти блоки представляют собой тектонические фрагменты некогда существовавших перевернутых крыльев гигантских лежащих складок.

В статье рассмотрены лишь некоторые аспекты метаморфизма пород офиолитовой ассоциации. Многие члены офиолитовой ассоциации представляют собой метаморфические или метасоматические породы, а офиолитовая ассоциация в целом — своеобразную метаморфическую формацию. К этой же формации относятся метаморфические габбро-амфиболитовые комплексы фундамента островных дуг, впервые описанные в качестве особого метаморфического типа М. С. Марковым (1975). Следовательно, проблема петрологии офиолитов — в значительной мере проблема метаморфическая.

#### Литература

- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, 1969, № 3, 4.
- Гессе В. Н., Маслов М. А. Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урала. Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-востока Европ. части СССР. Сыктывкар, 1972.
- Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение массива Рай-Из (Полярный Урал). — Геотектоника, 1975, № 1.
- Дир У. А., Хаши Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1965.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина А. П., Прияткина Л. А., Климов Л. В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л. «Наука», 1972.
- Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала. — Геотектоника, 1977, № 1.
- Ефимов А. А., Царицын Е. П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива. — Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та, 1975, вып. 116.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива. — Сов. геология, 1974, № 5.
- Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечехин В. М., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Ферштатер Г. Б. Палеозойская история Урала. — В сб.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в истории Урала. Свердловск, 1974.
- Ленных В. И., Пучков В. Н., Вализер П. М. Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации плутонитов и метаморфитов зоны главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры. — Проблемы петрологии Урала. Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского фил. АН СССР. Свердловск, 1973.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.

- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехин В. Н., Перфильев А. С., Пучков В. Н.* Тектоника Урала. М., «Наука», 1977.
- Савельева Г. Н., Шляхова Х. Т.* Плагиограниты Войкаро-Сыньинского массива.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сб. 6. Сыктывкар, 1970.
- Савельева Г. Н.* Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Автореф. канд. дис. Ин-т геол. и геохимии, Свердловск, 1973.
- Савельева Г. Н.* Метаморфическая зона в ассоциации с гипербазитами Войкаро-Сыньинского массива.— Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала, т. II. Свердловск, 1974.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1977, № 6.
- Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
- Coleman R. G., Irvin W. P.* Ophiolites and ancient continental margins.— In: The geol. contin. margins. Springer-Ver., N. Y., Heidelb., Berl., 1974.
- Williams H., Smyth W. R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites. Tectonic implications with Newfoundland examples.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, p. 594—621.

Ин-т геологии и геохимии  
Уральский научный центр,  
Свердловск  
Ильменский государственный заповедник  
Уральский научный центр,  
Мнас  
Геологический ин-т АН СССР,  
Москва

Статья поступила  
27 сентября 1977 г.

УДК 551.26.037+56(III)

Б. Г. ЛУТЦ

## БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ДАЦИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ И ИХ СРАВНЕНИЕ С СОВРЕМЕННЫМИ АНАЛОГАМИ

Рассматриваются раннедокембрийские сиалические комплексы, представленные: 1) формацией кислых метаморфических пород гранулитовой фации и 2) формацией тоналитовых плагиогнейсов амфиболитовой фации. По времени формирования эти комплексы являются предшественниками докембрийских эвгеосинклинальных зеленокаменных поясов. Обсуждается их формационная природа и на основании геохимических данных автор приходит к выводу, что формация гранулитовых гнейсов и сланцев и формация тоналитовых плагиогнейсов являются аналогами базальт-андезит-дацитовых серий островных дуг и характеризуют собой начальную стадию формирования континентальной коры.

Ранний докембрий представлен сиалическими комплексами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Существует представление, что древняя сиалическая кора имела существенно андезитовый состав. К такому выводу пришел автор (Лутц, 1975), исследуя древнеархейские комплексы метаморфических пород гранулитовой фации. В настоящей статье предпринимается попытка уточнить геотектоническую и формационную принадлежность древнейших базальт-андезит-дацитовых серий.

### 1. ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

К совершенно ясным геологическим объектам докембрия можно отнести зеленокаменные пояса («greenstone belt»), которые выделяются в составе всех древних щитов. Собственно с них и начинается актуалистическая геология классических подвижных зон. И вся последующая история если не в деталях, то в общем виде прослеживается достаточно хорошо. Так, например, на Балтийском щите зеленокаменные пояса ранних и поздних карелид отражают соответственно геосинклинальный и орогенный этапы развития протерозойского подвижного пояса. Платформенный ятулий является здесь завершающим звеном.

Геологическая история (предыдущая) до заложения зеленокаменных поясов гораздо менее ясна. Актуалистический подход, т. е. попытки найти там комплексы и формации типичных подвижных зон, терпит неудачу, а такие неопределенные термины, как «протогеосинклинальная», «нуклеарная» и другие стадии, фактически ничего не проясняют. Дело в том, что в раннем докембрие мы действительно сталкиваемся с комплексами особого характера, формационная и геотектоническая позиция которых не ясна, но в которых тем более следует разобраться.

Чтобы подойти к вопросу с геологических позиций, следует рассмотреть, на какие архейские комплексы ложатся геосинклинальные зеленокаменные пояса.

Время заложения зеленокаменных поясов на разных щитах не было одинаковым. Наиболее древние (3,5 млрд. лет) устанавливаются в Южной Африке (Jahn and Shih, 1974).

На Каапвальском кратоне особенно хорошо изучен свазилендский зеленосланцевый пояс нагорья Барбертон (Anhaeusser et al., 1969; Alsop, Robert, 1962; Viljoen, Viljoen, 1968). В основании пояса выделяется офиолитовый комплекс — ультрабазиты в сочетании с пиллоу-лавами и силикатными осадками (серия овервоч). Выше залегает толща, включающая туфоконгломераты, туфолавы и граувакки. Кроме пород основного состава имеются и кислые лавы, т. е. это типичная спилит-кератофировая формация (серия фиг три). Перекрывающий ее осадочный комплекс сложен метапесчаниками, метаграувакками, кварцево-полевошпатовыми сланцами и джеспилитами (серия мади). Таким образом, свазилендский зеленокаменный пояс имеет типично геосинклинальное строение с офиолитовой группой внизу, спилит-кератофировой зеленосланцевой формацией в средней части и группой осадочных пород с джеспилитами в верхней части. Залегает зеленокаменный пояс Свазиленда на гранито-гнейсовом основании. Выделяется две группы пород.

1. Древний комплекс сиалических пород натрового ряда — гранодиориты и тоналиты. Судя по анализам (Viljoen, Viljoen, 1969), это породы, близкие по составу к андезитам и дацитам. От настоящих гранитов их отличает очень низкое содержание калия — 0,5%, высокая примесь феррических окислов. 2. Более молодой комплекс гранитов и мигматитов калиевого ряда, которые гранитизируют и мигматизируют древнее основание, они же прорывают и зеленокаменный пояс. Эти калиевые граниты имеют возраст 3,2 млрд. лет (Oosthuyzen, 1970).

Аналогичная геоблогическая обстановка характерна для Родезийского кратона (Hawkesworth et al., 1975; Anhaeusser et al., 1969; Stowe, 1971). Зеленосланцевый пояс включает: 1) ультрабазиты, толеитовые лавы и диабазы себаквийской серии; 2) зеленосланцевую свиту вулканических пород спилит-кератофировой формации булавайской серии и 3) граувакки, филлиты, известняки и железистые кварциты шамвайской серии. Подстилается зеленокаменный пояс гранито-гнейсами, среди которых выделяются натровые гранодиориты и тоналиты основания. Возраст зеленокаменных пород оценивается в 3250 млн. лет (Oosthuyzen, 1970). Тоналиты основания имеют еще более древний возраст.

В Западной Австралии зеленокаменные пояса заложены несколько позже, на рубеже 3,0 млрд. лет (Oversby, 1975; Compston, Arrient, 1968; Glikson, 1970). В наиболее хорошо изученной провинции Калгурли гранито-гнейсовый фундамент составляет 70% площади, остальные 30% составляют узкие линейные зеленокаменные пояса меридионального простираения. Они содержат ультрабазиты, высокомагнезиальные базальтовые коматиты, низкоглиноземистые толеиты, в подчиненном количестве кислые вулканы и переслаивающие их осадки, в том числе джеспилиты, граувакки, песчаники, внутриформационные конгломераты. Весь комплекс метаморфизован в фации зеленых сланцев. Зеленокаменные пояса подстилаются трондьемитами, натровыми плагиогранитами с возрастом 3,2 млрд. лет. В основании офиолитовой серии имеются метаконгломераты, в которых гальки натровых плагиогранитов имеют возраст 3,0—3,1 млрд. лет. Они описаны (Glikson, Sheraton, 1972) под названием «догеосинклинальных».

Таким образом, в докембрии Австралии имеются типичные эвгеосинклинальные зеленокаменные пояса, которые заложены на сиалическом фундаменте в позднем архее. Более ранний комплекс трондьемитовых и тоналитовых гнейсо-гранитов и натровых гранитов плохо сохранился, так как претерпел более позднюю гранитизацию и мигматизацию нормальными калиевыми гранитами. В древнеархейском гранито-гнейсовом основании Австралии широко распространены также участки сиалических комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

На Канадском щите зеленокаменные пояса пользуются широким распространением (Pettojon, 1972). В провинции Супериор зеленосланцевая

серия киватин заложилась на рубеже 2,8 млрд. лет и представлена очень мощной толщей вулканогенных пород толеитового состава, туфов и кислых эффузивов. Перекрывающая ее серия тимискаминг сложена преимущественно осадочными породами. В зеленосланцевых поясах других провинций имеются стратиграфические аналоги киватина и тимискаминга. Конгломераты из основания киватина имеют гальку натровых плагиогранитов, диоритов, редко гранулитов. В целом ряде мест Канадского щита описаны гнейсы, являющиеся основанием и подстилающие зеленокаменные пояса. Они именуются «серыми гнейсами», гранодиоритами, трондъемитами, натровыми гранитами, тоналитовыми гранито-гнейсами. Это докеноранские образования, описанные в ряде работ (Frith, Doig, 1975; Goldish et al., 1970; Arth, Hanson, 1975; Goodwin, 1968). Наконец, серые гнейсы тоналитового состава с возрастом 3600 млн. лет описаны на п-ове Лабрадор (Hurst et al., 1975; Barton, 1975).

На Балтийском щите к зеленокаменным поясам могут быть отнесены кольско-норвежская и карельская ветви карелид. В карельской зоне низы зеленокаменной толщи тонут в ремобилизованном гранито-гнейсовом субстрате. В последнем местами сохранились реликты наиболее древних пород гранулитовой фации метаморфизма и древние олигоклазовые плагиогранитоидные породы с низким содержанием калия. Нижние части карелид заложилась в раннем протерозое, на рубеже 2700 млн. лет. Датированы также две фазы складчатости: ребольская 2300 и селецкая 1900 млн. лет (Кратц, Лобач-Жученко, 1972).

Более древний беломорский блок архейд — это область сильно гранитизированных и мигматизированных гнейсов и гранитов, в которых есть крупные реликтовые глыбы пород гранулитовой фации — Лапландский массив и целый ряд реликтовых образований Беломорья. Ранние этапы гранулитового метаморфизма не датированы. Надежно определен возраст повторного метаморфизма амфиболитовой фации — 2700 млн. лет. Это возраст саамской регенерации архейского фундамента, т. е. беломориды — это архейский сиалический комплекс, заново регенерированный и гранитизированный в раннекарельское время.

Более северный Мурманский блок является гранулитовым сиалическим образованием. Ранний гранулитовый метаморфизм датируется возрастом 3,5—3,3 млрд. лет, ранний диафторез амфиболитовой фации — 2,7 млрд. лет.

Еще более широко древнеархейские сиалические комплексы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, развиты в пределах Алданского и Анабарского щитов Сибирской платформы.

На Алданском щите прекрасно представлены наиболее древние комплексы раннего докембрия. Выделяются: 1) огромная гранулитовая площадь собственно Алданского щита и 2) обрамляющая ее с юга Становая зона — область протерозойской переработки, гранитизации и наложенного полиметаморфизма древнеархейского фундамента. Более молодые зеленокаменные пояса представлены очень ограниченно. Это редкие узкие трюги, заполненные основными вулканитами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, перемежающихся с терригенными образованиями, метаморфизм которых достигает средних (ставролитовых) ступеней амфиболитовой фации. Время заложения зеленокаменных поясов около 3000 млн. лет.

Древний гранулитовый архей Алданского щита имеет сложное строение. Типичные породы гранулитовой формации — основные кристаллические сланцы, пироксеновые плагиогнейсы (эндербиты) и гранулиты переслаиваются с менее распространенными параспорами — кварцитами, карбонатными, известково-силикатными и высокоглиноземистыми породами.

Становой комплекс занимает большую территорию по южной периферии Алданского щита. Давно было высказано мнение (Коржинский,

1939), что становой комплекс, являясь производным нового тектономагматического цикла, представляет собой не протерозойские первично-осадочные образования, а перекристаллизованный под влиянием становых калиевых гранитов архей и фундамент более поздней геосинклинали, выведенный на поверхность благодаря длительной эрозии. Сами осадки новой геосинклинали смыты или сохранились лишь в узких трогах. Возраст диафореза и переработки архейского фундамента в Становой зоне около 2900 млн. лет, т. е. близок к возрасту заложения зеленокаменного трогового комплекса.

Таким образом, в составе кристаллической коры раннего докембрия могут быть выделены следующие формационные комплексы.

Позднеархейские — раннепротерозойские зеленокаменные пояса геосинклинали типа. В наиболее полном виде их слагает офиолитовая формация в нижней части, вулканогенная спилит-кератофировая формация в средней части и терригенная формация в верхней части с обязательными железистыми кварцитами и джеспилитами. Все зеленокаменные пояса залегают, как правило, на древнем сиалическом фундаменте, в составе которого выделяются следующие формационные комплексы.

1. Древнеархейские комплексы сиалических пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма, — это формация гранулитов.

2. Древние сиалические комплексы существенно натровых гранито-гнейсов, близких по составу к формации гранулитов, но метаморфизованных слабее, главным образом в условиях амфиболитовой фации. Это тоналитовые гранито-гнейсы Южной Африки и Западной Австралии, серые трондьемитовые, тоналитовые, натровые граниты из основания зеленокаменных поясов Канады, древнейшие олигоклазовые плагиограниты Балтийского щита. Их всех можно объединить под названием «формация тоналитовых гранито-гнейсов».

3. Наконец, формация гранулитов и формация тоналитовых гранито-гнейсов может претерпеть более поздний, наложенный регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации с развитием гранитов и мигматитов существенно калиевого состава. При этом формируется регенерированный, обновленный фундамент (инфраструктура вновь закладываемых геосинклиналиальных систем), в котором более древние формации гранулитов и тоналитовых гранито-гнейсов исчезают или сохраняются редкими реликтами. Поздние наложенные процессы особенно затрудняют изучение формации тоналитовых гранито-гнейсов, поскольку степень их первичного и наложенного метаморфизма оказывается одинаковой, а различать комплексы прогрессивной и регрессивной амфиболитовой фации очень трудно.

Следует особенно остановиться на раннедокембрийских формациях гранулитов и тоналитовых гранито-гнейсов как комплексах, формирующих наиболее раннюю сиалическую кору.

## **2. СОСТАВ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СИАЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И СРАВНЕНИЕ ИХ С СОВРЕМЕННЫМИ**

Для древних комплексов метаморфических пород гранулитовой фации имеется большое количество аналитических данных по самым различным регионам Норвегии, Шотландии, Австралии, Канады, Южной Африки, Бразилии, Индии и Советского Союза.

Наиболее подробно нами исследовался состав гранулитовой формации Анабарского щита. Выяснено, что наиболее широким распространением здесь пользуются породы типа пироксеновых плагиогнейсов, названных эндербитами. Почти столь же широко распространены гранулиты вместе с биотит-гранатовыми гнейсами, несколько меньше — кри-

сталические сланцы основного состава. Малым распространением пользуются чарнокиты — высококалиевые гиперстеновые граниты и паракристаллические породы высокоглиноземистого и известково-силикатного состава. Аналитические данные по метаморфическим породам Анабарского щита опубликованы (Лутц, 1975) и обсужден вопрос о том, что по геохимическим данным эндербиты и гранулиты никак не могут считаться первично-осадочными породами. Наоборот, геохимические данные заставляют считать их прямыми аналогами вулканических пород — андезитов и дацитов. Аналогично установлено и тождество основных кристаллических сланцев с толеитовыми базальтами.

Для гранулитовых пород самых различных регионов установлены очень низкие и однородные значения изотопных соотношений  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,700-0,707$ , что также свидетельствует об их магматическом происхождении. В случае метаосадочного генезиса следовало бы ожидать гораздо более высоких значений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (Spooner, 1970; Moorbath, 1975).

Рассмотрение средних составов гранулитовых комплексов самых различных регионов показывает, что они оказываются очень близкими (Лутц, 1975), это говорит за то, что геологический способ их образования был однотипен. В самых различных регионах в раннем докембрии происходит формирование огромных сиалических толщ, близких по составу сериям пород толеит-андезит-дацитового ряда, переслаивающихся с первично-осадочными породами хемогенного генезиса.

Придя к выводу о вулканической природе основных кристаллических сланцев, эндербитов и гранулитов и сходстве их с толеитами, андезитами и дацитами, мы не определили первичную формационную природу этих пород. Следует сказать, что андезиты и дациты как разновидности средних пород умеренной кремнеземистости и преобладанием натрия над калием выделяются среди магматических комплексов самой различной формационной принадлежности. А именно как главный член известково-щелочной формации островных дуг и вулканических поясов типа Охотско-Чукотского, как кислые дифференциаты щелочных оливиновых базальтов — гавайиты, муджириты, как кислые дифференциаты эвгеосинклинальной спилит-кератофировой формации, как ранние дифференциаты орогенной липаритовой формации. Аналоги андезит-дацитовых пород могут быть намечены и в диорит-гранитоидных сериях.

Силикатные анализы, по-видимому, не позволяют различать андезиты разных формаций, хотя некоторые отличия и имеются. Так, исландиты как дифференциаты толеитовой магмы отличаются повышенной железистостью и резким преобладанием натрия над калием. Кислые дифференциаты щелочных оливиновых базальтов отличаются повышенной общей щелочностью, повышенной титанистостью. Кислые члены спилит-кератофировой формации отличаются повышенным содержанием фемических окислов и низкой калиевостью. Однако если учесть широкие вариации перечисленных окислов, неопределенность критериев (больше-меньше) и что каждая группа отличается каким-то своим элементом, то скорее следует говорить не об отличиях, а о значительном сходстве пород, что в общем и позволяет исследователям разных формаций называть их всех андезитами и дацитами.

Представляется, что только на островных дугах и краевых вулканических поясах андезиты и дациты формируют самостоятельную формацию в составе известково-щелочной серии пород и являются абсолютно преобладающими членами. Во всех других случаях они являются дифференциатами соответствующих магм. Задача сводится к тому, как отличать собственно андезитовую формацию пород от похожих на нее дифференциатов самых различных магм.

Обратимся к особенностям распределения щелочных и щелочноземельных элементов.

На островных дугах известно, что с увеличением глубины магматического очага увеличивается общая щелочность магм и их калиево-натриевость —  $K/Na$  (Fitton, 1971; Мархинин, Стратула, 1971). В этом же ряду происходит и увеличение содержания стронция. Харт с соавторами (Hart et al., 1970) по данным современных извержений вулканов построили диаграмму, прямолинейно связывающую содержание стронция с глубиной выплавления базальтов островных дуг, т. е. здесь существует тенденция одновременного увеличения в породах  $K$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ .

В дифференцированных сериях с увеличением кремнеземистости пород одновременно происходит увеличение и щелочных элементов —  $Na$ ,  $K$ ,  $Rb$ , а также  $Ba$ . Но стронций ведет себя противоположным образом. Он накапливается в ранних продуктах, осаждаясь вместе с кальцием в основных плагиоклазах и феррических минералах. Поздние же дифференциаты, обогащенные кремнеземом и щелочами, оказываются обеднены стронцием.

Можно использовать эту тенденцию различного поведения стронция в дифференцированных комплексах и в сериях самостоятельных, но разноглубинных магм для различения андезит-дацитовых формаций островных дуг от всех похожих на нее дифференциатов, а также для сравнения с кислыми членами формаций гранулитов и тоналитовых гранито-гнейсов.

На рис. 1 в координатах распределения  $Rb$  и  $Sr$  нанесены дифференцированные серии вулканических пород с андезитовыми и дацитовыми членами. Нанесена толеит-исландитовая серия Исландии, дифференцированные серии щелочных оливиновых базальтов плато Колорадо и Антарктиды, риолитовые серии зрелого орогена Новой Зеландии, диорит-гранитные серии Южной Африки, Австралии и Канады, дифференцированные траппы Южной Африки.

Во всех дифференцированных сериях кривые распределения демонстрируют обратную зависимость содержаний рубидия и стронция. В более поздних и кислых дифференциатах содержание рубидия возрастает, а стронция падает. Из-за недостатка материалов несколько неясной остается тенденция для эвгесинклинальной спилит-кератофировой формации. В ее кислых членах происходит увеличение содержания рубидия, но стронций увеличивается мало или остается примерно на том же уровне.

На рис. 2 показано распределение  $Rb$  и  $Sr$  в вулканических сериях островных дуг. Островные дуги слагают три ассоциации вулканических пород: 1) базальтовая серия толеитового ряда, 2) известково-щелочная серия пород и 3) щелочная серия шошонит-латитового ряда. Породы каждой серии широко варьируют по содержанию кремнезема, а андезиты и дациты присутствуют в каждой ассоциации.

Молодые дуги, наиболее выдвинутые в океан, имеют примитивную стратификацию. Их нижний этаж сложен породами толеитовой серии с низким содержанием  $K$ ,  $Rb$ ,  $Sr$  и  $Ba$ , с очень низким  $K/Na$ -отношением и хондритовым распределением редких земель. Более высокий уровень сложен породами известково-щелочной серии с сильным преобладанием андезитов, дацитов, с высоким содержанием  $K$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Ba$  и фракционированием редких земель.

Ассоциация щелочных шошонитовых пород появляется только на зрелых островных дугах, накладывающихся на более древние складчатые сооружения, например на Камчатке, на Новой Зеландии. На молодых дугах щелочные шошонитовые породы отсутствуют.

На рис. 2 корреляционные линии 1, 2, 3 отражают усредненные данные (Jakes, 1973) с эволюцией составов толеитовой магмы. Известково-щелочная серия дает самостоятельные андезитовые и дацитовые члены с прямолинейным увеличением количества  $Rb$  и  $Sr$ . Для шошонитовой

серии также характерна прямолинейная тенденция в распределении Rb и Sr.

На диаграмму нанесены также средние данные по вулканическим сериям отдельных островных дуг — Тонга, Фиджи, Алеут. Можно видеть, что закономерности распределения Rb и Sr здесь совершенно другие, чем на предыдущей диаграмме. Здесь ясно видна тенденция прямолинейного, одновременного увеличения Rb и Sr, что связано с самостоятельностью магм и тем обстоятельством, что их состав определяется различной глубиной выплавления в сейсмофокальной зоне Беньофа, а не процессами кристаллизационной дифференциации.

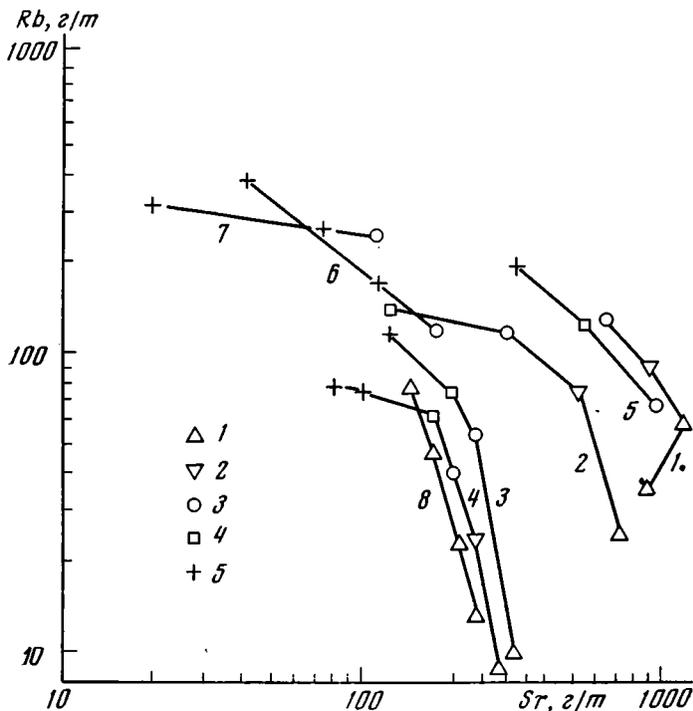


Рис. 1. Распределение Rb и Sr в дифференцированных сериях: 1 и 2 — щелочных оливиновых базальтов Антарктиды и плато Колорадо (Goldich et al., 1970; Baker, Riddley, 1970), 3 — орогенной риолитовой серии Новой Зеландии (Ewart et al., 1968), 4 — толеитовых базальтов Исландии (Герасимовский, 1976); 5, 6, 7 — диорит-монзонит-гранитоидных серий (Condie, Hunter, 1976; Koble, Taylor, 1966); 8 — дифференцированная серия толеитов Карру, Южной Африки (Eales, Robey, 1976). Усл. обозн.: 1 — базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — андезит (диорит), 4 — дацит, 5 — риолит (гранит)

Следует отметить, что магматические очаги отдельных вулканов могут обнаруживать дифференциацию обычного типа. Так, вулканические породы вулкана Кейп Хоскин с Новой Гвинеи (Blake, Ewart, 1970) обнаруживают обратную зависимость распределения Rb и Sr, что присуще дифференцированным сериям. Вулкан Таласеа в том же районе (Lower, Carmichael, 1970) расположен дальше от глубоководного желоба, поэтому его магма содержит больше Rb и Sr, но магматический очаг этого вулкана также дает дифференциаты, где прямая корреляция Rb и Sr сменяется на обратную. В то же время если брать данные по всей дуге в целом, то известково-щелочная серия пород, как правило, показывает прямую зависимость содержаний Rb и Sr, и это оказывается

очень характерным признаком вулканической формации островных дуг с базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми членами.

На рис. 3 нанесены усредненные данные по распределению Rb и Sr в комплексах архейских метаморфических пород гранулитовой фации. Кривая 1 для Анабарского щита показывает, что в серии пород основной кристаллический сланец — эндербит — гранулит наблюдается прямолинейная зависимость в распределении содержания Rb и Sr. Аналогичную конфигурацию имеют кривые для гранулитовых комплексов других регионов — Бразильского щита, кольской серии Балтийского щита, Прибайкалья. Можно видеть, что общие тенденции распределе-

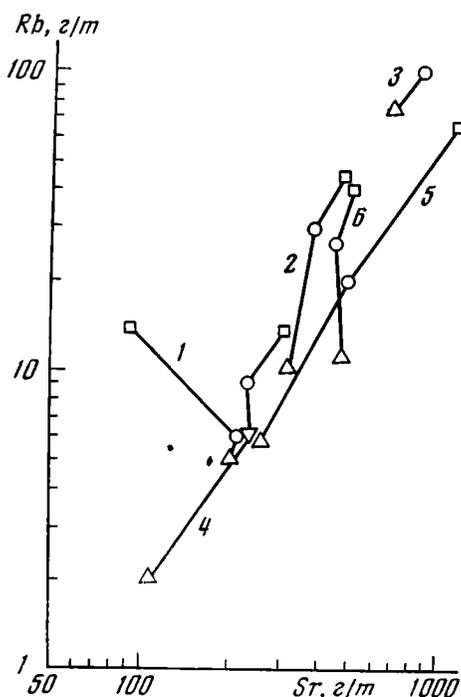


Рис. 2

Рис. 2. Распределение Rb и Sr в вулканических сериях островных дуг  
1, 2, 3 — толентовая, известково-щелочная и шшонитовая серия (Jakes, 1973), 4 — вулканическая серия дуги Тонга (Bryan et al., 1972), 5 — вулканическая серия Вити-Леву, Новые Гебриды (Gill, 1970), 6 — вулканическая серия Алеутских островов (DeLong, 1974). Усл. обозн. см. рис. 1

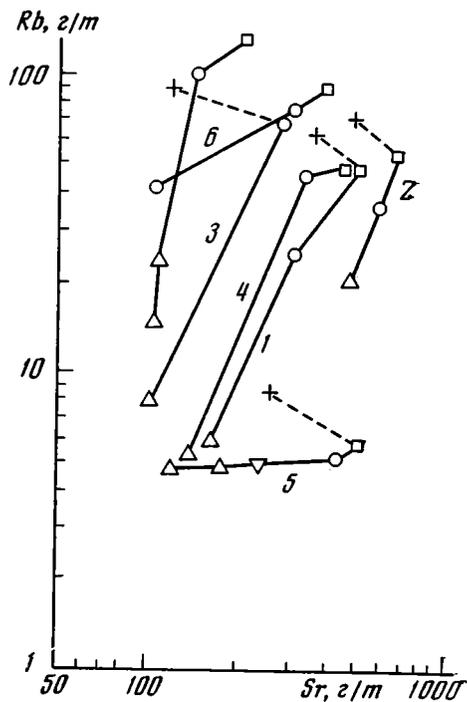


Рис. 3

Рис. 3. Распределение Rb и Sr в сериях основных и кислых пород архейских гранулитовых и гнейсовых формаций  
1 — Анабарский щит (данные автора), 2 — Бразильский щит (Sighinolfi, 1971), 3 — Кольский полуостров (Лобач-Жученко и др., 1974), 4 — Прибайкалье (Хильтова и др., 1975), 5 — Шотландия (Holland, Lambert, 1975), 6 — Южная Африка, гнейсовый комплекс основания Свазиленда (Hunter, et al., 1975), 7 — древнейшие гнейсы Лабрадора — Уивак II (Bridgwater, Collerson, 1976)

ния Rb и Sr в архейских аналогах базальтов, андезитов и дацитов оказываются такими же, как в сериях вулканических пород островных дуг, но никак не похожи на дифференцированные серии других формаций.

Следует отметить, что из прямолинейного ряда основных и кислых пород гранулитовой формации на всех кривых резко отклоняются точки наиболее кислых и высококальциевых чарнокитов. На Анабарском и Алданском щитах чарнокиты формируют небольшие тела и жилы, часто-

пегматоидной текстуры с расплывчатыми границами среди пироксеновых плагиогнейсов. Представляется, что они не являются первично-магматическими породами, а образовались уже в процессе метаморфизма в результате местного плавления и метаморфической дифференциации. Очевидно, метаморфическая дифференциация также приводит к обратным соотношениям Rb и Sr, поэтому чарнокиты от эндербитов и гранулитов отличаются более высоким содержанием щелочей, но меньшим количеством Sr. Аналогов щелочных шшонитовых пород в гранулитовых комплексах нет, поэтому параллелизацию пород гранулитовой формации следует проводить с вулканическими комплексами самых молодых островных дуг, наиболее выдвинутых в океан.

О составе формации древних тоналитовых гранито-гнейсов данных мало. Наиболее полная химическая характеристика имеется для тоналитов и древнейших гнейсов основания Свазиленда на Каапвальском кратоне Южной Африки (Viljoen, 1969<sup>1,2</sup>; Condie, Hunter, 1976). Такие же породы описаны в гальках зеленосланцевых поясов Западной Австралии (Glikson, Sheraton, 1972). Они названы догеосинклинальными, богатыми натрием трондьемитами. Частичные данные известны для серых натровых, трондьемитовых и тоналитовых гранитов из основания зеленокаменных поясов Канады (Goodwin, 1968). Древнейшие (3600 млн. лет) тоналитовые гнейсы описаны на Лабрадоре (Hust et al., 1975; Barton, 1975). Имеются также аналитические данные по древним олигоклазовым гранитам Балтийского щита (Лобач-Жученко и др., 1974).

Перечисленные аналитические данные показывают, что рассматриваемая формация существенно отличается от обычных гранитов преобладанием натрия над калием, большой примесью фемических окислов. Очень существенны также геохимические отличия, а именно низкое отношение изотопов  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (так же как и у гранулитов), высокая концентрация стронция, низкое содержание щелочных элементов — K, Rb, а также и Ba, низкое Rb/Sr- и Ba/Sr-отношение, повышенное содержание Ni, V, Cr. В то же время все перечисленные особенности сближают формацию тоналитовых гранито-гнейсов, с одной стороны, с гранулитовой формацией, а с другой — с кислыми вулканическими породами островных дуг. Последняя аналогия подчеркивалась в нескольких работах. Ряд авторов (Engel, 1966; Glikson, 1972) рассматривает эти гранитоидные породы как первичнокоровые образования и прототип современных островных дуг.

К сожалению, геохимические данные известны только для наиболее кислых разновидностей формации тоналитовых гнейсов. На рис. 3 нанесены линии древнейшего гнейсового комплекса Свазиленда (Hunter et al., 1975), подстилающего зеленокаменный пояс, и Лабрадора (Bridgwater, Collerson, 1976). Здесь, так же как и в гранулитовых комплексах, фиксируется прямолинейное увеличение содержаний Rb и Sr от средних к кислым членам. Это подтверждает аналогию составов тоналитовых гранито-гнейсов с вулканическими породами островных дуг.

### 3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прямые геохимические параллели древнейших сиалических комплексов раннего докембрия с кислыми вулканическими сериями островных дуг позволяют рассматривать последние как современный пример древнего процесса формирования сиалической коры на симатическом основании. Конечно, масштабы этого явления в архее были шире и мощнее, но сам характер развития вулканогенной толщи базальт-андезит-дацитового состава на базитовом основании имеет много общего.

Существует широко распространенное убеждение, что островные дуги являются современными геосинклинальными системами, а их кис-

лый андезитовый вулканизм соответствует зрелой орогенной стадии современных геосинклиналей. Не пытаясь изложить все взгляды и не вступая в дискуссию, остановимся на противоположной точке зрения. Так, по представлениям В. В. Белоусова (1975), не все островные дуги по периферии Тихого океана являются геосинклинальными образованиями. Имеются зрелые островные дуги первого типа со сложным складчатым основанием, геосинклинальные и орогенные комплексы которых ничем не отличаются от материковых геосинклиналей. И имеются островные дуги второго типа, далеко выдвинутые в океан, они представляют собой вулкано-аккумулятивные поднятия, никогда не переживали геосинклинального развития и заложились на разломах (взрезах или глубинных надвигах), вдоль которых цепочками располагаются вулканы. Обязательный элемент дуги второго типа — глубоководный желоб, опоясывающий дугу с внешней, океанической стороны. Базальт-андезит-дацитовую формацию островных дуг второго типа нельзя рассматривать как орогенную. Эта формация знаменует начальный, а не конечный этап формирования системы островных дуг. Она появляется в океане в связи с глубочайшими разломами коры и раскрытием магмогенерирующих и магмоподводящих глубинных взрезков. Основные и кислые вулканы формируют вулкано-аккумулятивные цепочки поднятий островных дуг и являются предшественником последующего геосинклинального режима.

Возвращаясь к раннедокембрийским сиалическим комплексам формаций гранулитов и тоналитовых гранито-гнейсов, можно сделать следующие выводы.

Гранулитовая формация раннего докембрия представляет собой метаморфизованный комплекс наиболее ранней сиалической коры континентов. По своему первичному происхождению — это комплекс вулканических пород толеит-андезит-дацитового состава. По своим геохимическим особенностям комплекс может быть сопоставлен с базальт-андезит-дацитовыми формациями островных дуг. Причем сопоставление следует проводить именно с дугами, наиболее выдвинутыми в океан, где формирование сиалических толщ начинается с обильных излияний базальт-андезитовых вулкаников, но где не проявился еще щелочной вулканизм. Последний характерен для зрелых островных систем и не встречается в архее.

В данной работе сравнительный анализ проводился на основе особенностей распределения рубидия и стронция. Но аналогичные же выводы вытекают и при рассмотрении распределения редких земель, элементов группы железа (Sc, V, Cr, Co, Ni), щелочных элементов, а также изотопным соотношением  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

Формация тоналитовых гранито-гнейсов отличается от гранулитовой формации меньшей степенью метаморфизма. Но по геохимическим особенностям слагающих ее пород она весьма сходна с гранулитовой формацией и с андезит-дацитовыми формациями островных дуг.

Кислые вулканические комплексы гранулитовой формации, а также формации тоналитовых гранито-гнейсов знаменуют собой первичный этап развития континентальной коры с обильными излияниями кислых эффузивов и формированием мощных сиалических толщ прямо на симатическом основании. Настоящие геосинклинали появляются позже, на стадии развития зеленокаменных эвгеосинклинальных поясов. Докембрийские геосинклинальные зеленокаменные пояса закладываются на сиалическом основании существенно андезитового состава. Последующая регенерация и переработка фундамента под влиянием гранитов калиевого ряда завершает процесс формирования сиалической коры континентального типа.

- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Герасимовский В. И. Геохимические особенности и генезис базальт-андезит-риолитовой серии пород Исландии.— Сб.: Геохимия, минералогия, петрология, докл. сов. геол. на 25 сес. Межд. геол. конгр. М., «Наука», 1976.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. Изд-во АН СССР, 1939.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., «Наука», 1974.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли.— В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1971.
- Хильтова В. Я., Лобач-Жученко С. Б., Петров Б. В., Шулешко Н. К. Проблемы сохранности первичного химического состава пород при региональном метаморфизме.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1975.
- Alsop H. L., Robert H. R. Rb—Sr age Swaziland granite.— J. Geol. Res., 1962, v. 67, No. 13.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J. A reappraisal of some aspect of precambrian shield geology.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, No. 11.
- Arth J. G., Hanson G. Geochemistry and origin of early precambrian crust of north-east Minnesota.— Geochim. et cosmochim. acta, 1975, v. 39, No. 3.
- Baker I., Ridley W. I. Field evidence and K, Rb, Sr data bearing on the origin of the Mountain Taylor volcanic field New Mexico U. S. R.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 10, No. 1.
- Barton I. M. Rb—Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3,6 b. y. Hebron gneiss, Labrador.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, No. 3.
- Blake D. H., Ewart A. Petrography and geochemistry of Cape Haskins volcanoes New Britain.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, No. 1.
- Bridgewater D., Collerson K. D. The major petrological and geochemical character of the 3600 m. y. Uivak gneisses from Labrador.— Contrib. mineral and petrol., 1976, v. 54, No. 1.
- Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A. Geology, Petrography and geochemistry of the volcano Island Tongo.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 8.
- Compston W., Arriens P. A. The precambrian geochronology of Australia.— Canad. J. Earth. Sci., 1968, v. 5, No. 3.
- Condie K. C., Hunter D. R. Trace element geochemistry of archean granite rocks from the Barberton region South Africa.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 29, No. 2.
- DeLong S. E. Distribution of Rb, Sr and Ni in igneous rocks central and western Aleutian Island Alaska.— Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, No. 2.
- Gill I. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an Island Arc.— Contrib. mineral. and petrol., 1970, v. 27, No. 2.
- Glikson A. Y. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early precambrian systems.— Tectonophysics, 1970, v. 9, No. 5.
- Glikson A. Y. Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, No. 3.
- Glikson A. Y., Sheraton I. W. Early precambrian trondhjemitic suites in Western Australia and Scotland and geochemical evolution of Shield.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 17, No. 2.
- Goldish S. S., Hedge C. E., Stern T. W. Age of the Morton and Montevideo gneiss South Minnesota.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 80, No. 10.
- Goodwin A. M. Archaean protocontinental growth and early crustal history of Canadian Shield. Inter.— Geol. Congr. 23rd session Prague, 1968, v. 69. part 1.
- Eales H. V., Robey J. A. Differentiation of tholeiitic Karro magma at Bird river, South Africa.— Contrib. mineral. and petrol., 1976, v. 56, No. 1.
- Ewart A., Taylor S. R. Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic rocks Central North Island New Zealand.— Contrib. mineral. and petrol., 1968, v. 18, No. 1.
- Engel A. E. The Barberton Mountain Land, clue to the different of the Earth. Johannesburg, Univ.— Witwatersland, Inform. Circ., 1966, No. 27.
- Fitton I. G. The generation of magmas in island arcs.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 11, No. 1.
- Frith R. A., Doig R. Pre-kenorian tonalite gneiss in the Grenville province.— Canad. J. Earth Sci., 1975, v. 12, No. 5.
- Hart S. R., Brooks C., Krogh T. E., Davis G. I. Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 10, No. 1.
- Hawkesworth C. I., Moorbath S., Wilson I. F. Age relationships belts and granites in greenstone belts in the Rodesian craton.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, No. 3.
- Holland I. G., Lambert R. S. The chemistry and origin of the Lewizian gneisses of the Scotland mainland.— Precambrian Res., 1975, v. 2, No. 2.

- Hunter D. R., Barker F., Peterman E. E.* Geochemistry of the ancient gneiss complex of Swaziland. U. S.—Geol. Surv. Open-File Rep., 1975, v. 75, No. 1.
- Hurst R. W., Brigwater D., Collerson K. D.* 3600 m. y. Rb-Sr ages from very archaen gneisses from Saglex Bay, Labrador.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, No. 3.
- Jahn B., Shin C.* On the age of the Onverwach group Swaziland sequence, South Africa.—Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, No. 4.
- Jakes P.* Geochemistry of continental growth.—In: Implication on Continental Drift to Earth Sci. Ed. Taling and Runcorn, New York, 1973.
- Koble P., Taylor S. R.* Major and trace element relationship in granodiorites and granites from Australia and South Africa.—Contrib. mineral. and petrol., 1966, v. 12, No. 4.
- Lower G. G., Carmichael I. S.* The volcanoes and Caldera of Talasea New Britain.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, No. 1.
- Moorbath S.* Evolution of precambrian crust from strontium isotopic evidence.—Nature, 1975, No. 254, p. 395—398.
- Oosthuizen E. I.* The geochronology of a suite of rocks from the granite terrain surrounding the Barberton Mountain Land. Ph. Thesis Univ. of Witwatersrand, 1970.
- Oversby V. M.* Lead isotopic systematics and ages of Archaean acid intrusives in the Kalgoorli area Western Australia.—Geochim. et cosmochim. acta, 1975, v. 39, No. 11.
- Pettijon F. T.* The archaean of the Canadian Shield.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, v. 135, No. 1.
- Sighinolfi G. P.* Investigation into deep crustal levels.—Geochim. et cosmochim. acta, 1971, v. 35, No. 10.
- Spooner C. M.* Sr/Sr initial ratios in pyroxene granulite terranes.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 23.
- Stowe C. W.* Summary of the tectonic development of the Rhodesian Archaean Craton.—Geol. Soc. Australian Spec. Publ., 1971, No. 3.
- Viljoen M. I., Viljoen R. P.* The geochemical evolution of granitic rocks of Barberton region.—Geol. Soc. South Africa Spec. Publ., 1969, No. 2.
- Viljoen M. I., Viljoen R. P.* An introduction to the geology of the Barberton granite-greenschist terrain.—Geol. Soc. South Africa Spec. Publ., 1969, No. 2.

Институт физики  
Земли АН СССР

Статья поступила  
15 декабря 1976 г.

УДК 550.2

И. Н. ГАЛКИН

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЛУНЫ

В статье проведено обобщение опубликованных отечественных и зарубежных данных по внутреннему строению и сейсмичности Луны. Тектоническая пассивность Луны обусловлена особенностью ее глубинной структуры, существованием жесткой, холодной литосферы, протянувшейся до половины радиуса. Решающую роль в сейсмическом режиме Луны играют эндогенные силы гравитационных полей Земли и Солнца. Новейшие данные свидетельствуют о существовании пространственно-временной взаимосвязи лунотрясений приливной и тектонической природы, а также быстротечных явлений на поверхности. Все эти события локализованы в узких поясах глобального размера, представляющих зоны новейшей тектоники Луны. Реконструкция тепловой истории Луны указывает на раннее затухание магматических процессов и современное остывание недр. Геофизические поля и особенности тектоники Луны обсуждаются в сравнении с Землей.

Сложность внутренних процессов и грандиозность эндогенных сил Земли затрудняют выявление отдельных причин и эффектов, в частности роль экзогенных, в особенности космических факторов (Кропоткин, 1970) в тектонике планеты.

Уникальный с этой точки зрения космический объект представляет Луна. Здесь роль гравитационных факторов в механизме планетотрясений проявляется в чистом виде. Луна, таким образом, оказывается удобной натурной моделью для изучения сейсмичности Земли.

За два десятилетия космического этапа исследований Луны к ней было направлено 54 космических аппарата, 18 из них совершили мягкую посадку. Был проведен большой комплекс селенологических наблюдений: фотографирование поверхности и измерение рельефа, изучение механических свойств грунта, магнитного и гравитационного полей, теплового потока. Особенно значительным по масштабу и результатам был лунный сейсмический эксперимент, включающий сейсморазведку верхней части разреза малыми зарядами, зондирование коры с помощью падений космических аппаратов, глубинное просвечивание волнами от лунотрясений и метеоритов, изучение сейсмического режима (рис. 1).

В результате удалось получить представление о глубинной структуре, составе и состоянии вещества, сейсмической и тектонической активности и особенностях эволюции Луны.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛУНЫ

Результаты геофизических исследований Луны вкратце сводятся к следующему (Ваньян и др., 1973; Ваньян, Галкин, 1977; Галкин, 1974; Долгинов и др., 1975; Кропоткин, 1971; Латем и др., 1975; Николаев, Галкин, 1975; Рускол, 1975; Dayl, 1974; Lammlein et al., 1974, 1977; Nakamura et al., 1974, 1976; Toksöz, 1974, 1975; Toksöz, Johnston, 1974; Toksöz et al., 1977).

1. Величина безразмерного момента инерции Луны по последним данным  $C/Ma^2 = 0,395 (+0,005; -0,01)$  близка к значению для однород-

ной сферы (0,4). У Земли значение момента инерции 0,3306, что отражает существенный рост плотности от ее поверхности к центру.

2. Средняя плотность Луны  $3,34 \pm 0,04 \text{ г/см}^3$  сравнима с плотностью кристаллических образцов лунной коры и много меньше, чем у Земли (средняя плотность Земли  $5,52 \text{ г/см}^3$ , ее коры —  $2,8 \text{ г/см}^3$ , верхней мантии —  $3,3\text{--}4,6 \text{ г/см}^3$ , нижней мантии — до  $5,6$ , ядра —  $10\text{--}13 \text{ г/см}^3$ ).

3. Луна имеет асимметрию рельефа поверхности. При среднем радиусе  $1738 \text{ км}$  ее рельеф на видимой стороне систематически занижен (на  $2\text{--}4 \text{ км}$ ), а на обратной завышен (на  $2\text{--}5 \text{ км}$ ). До конца не объясненной особенностью является смещение центра масс от центра геометрической фигуры на  $2\text{--}3 \text{ км}$  по направлению к Земле и на  $1 \text{ км}$  влево (если смотреть на Луну с Земли).

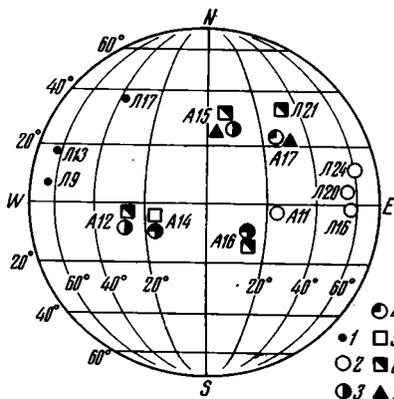


Рис. 1. Схема геофизической изученности Луны

1 — места фотографирования и изучения свойств грунта; 2 — места взятия образцов с доставкой на Землю; 3 — сейсмологические станции; 4 — места активной сейсморазведки; 5 — места измерения магнитного поля; 6 — места изучения электропроводности; 7 — места измерения теплового потока

4. Поле силы тяжести на Луне спокойнее земного и в целом изостатически скомпенсировано. Уникальная особенность гравитационного поля Луны — «масконы» — положительные аномалии силы тяжести (до  $200 \text{ мгл}$ ), приуроченные к круглым морям: Дождей, Нектара, Ясности, Влажности, Кризисов. Общая избыточная масса во всех масконах составляет около  $10^{21} \text{ г}$ , т. е.  $2 \cdot 10^{-5}$  массы Луны.

5. У Луны в отличие от Земли практически отсутствует дипольное, устойчивое магнитное поле, магнитосфера и ионосфера, плазма солнечного ветра свободно обтекает ее дневную поверхность. Момент магнитного диполя в миллион раз меньше земного (земной —  $2 \cdot 10^{18} \text{ эс} \cdot \text{см}^3$ ). Отмечаются локальные аномалии размером до первых сотен километров напряженностью  $5\text{--}330 \text{ гамм}$ . При этом наблюдается высокая остаточная намагниченность, соответствующая полю напряженностью  $1\text{--}2 \text{ тыс. гамм}$  ( $0,1$  поля Земли), существовавшему более  $3 \text{ млрд. лет}$  назад.

6. Тепловой поток на Луне, измеренный в двух точках зондами, заглубленными на  $2 \text{ м}$ , составляет  $16\text{--}22 \text{ эрг/см}^2 \cdot \text{сек}$  (точность  $\pm 20\%$ ), что близко к радиоастрономическим определениям, выполненным в докосмический период изучения Луны. Это значение в  $2\text{--}3$  раза меньше среднего теплового потока Земли ( $60 \text{ эрг/см}^2 \cdot \text{сек}$ ). Температурный градиент в верхних слоях Луны около  $1,5^\circ \text{ К/м}$ , теплопроводность  $\sim 10^3 \text{ эрг/с} \cdot \text{см} \cdot ^\circ\text{К}$ . Тонкий верхний слой со столь низкой теплопроводностью служит термостатом и играет важную роль в режиме остывания Луны.

7. В отличие от Земли верхние слои Луны имеют чрезвычайно низкую электропроводность ( $10^{-9}\text{--}10^{-6} \text{ ом} \cdot \text{м}^{-1}$ ), которая растет с глубиной до  $10^{-2} \text{ ом} \cdot \text{м}^{-1}$  на  $800 \text{ км}$ . Своеобразный изолятор в верхних слоях Луны способствует зондированию недр.

В целом Луна однороднее Земли, однако имеющиеся геофизические данные свидетельствуют о радиальной и латеральной изменчивости свойств ее недр. Тектонический облик Луны определяется наличием в ней мощной, жесткой и холодной внешней сферы (литосферы) и более пластичной и горячей центральной области (астеносферы) (рис. 2).

Мощность лунной литосферы, порядка 800—900 км, много больше мощности литосферы Земли (50—70 км под океанами, 100—200 км под континентами). По отношению к радиусу Луны ее литосфера занимает столько же, сколько вся мантия в Земле.

Литосфера Луны радиально слоиста: ее свойства скачками изменяются от поверхности к центру. Однако эта слоистость выражена не так резко, как на Земле, в частности выявлена лишь одна «сильная», сейсмическая граница — между корой и мантией Луны. Кора (в юго-восточной окраине Океана Бурь) имеет мощность 55—65 км, характеризуется быстрым ростом скорости с глубиной (по мере уплотнения и закрытия трещин), от 100 м/сек близ поверхности до более 5 км/сек на глубине 10—15 км и около 7 км/сек в нижней половине коры. Надежно выделяется граница коры и нижележащей мантии Луны, в которой скорость соответствует ультраосновным породам мантии Земли (8 км/сек и более). Глубже, в мантии Луны, скорость сейсмических волн, в отличие от Земли с глубиной не растет. Промежуточные границы в коре и мантии выделяются менее уверенно. В некоторых вариантах интерпретации активного сейсмического эксперимента выделяется граница второго рода внутри коры на глубине около 25 км (скачок скорости на 13%). Ее трактовка неоднозначна: смена химического состава (базальт на габбро-анортозиты) либо закрытие трещин под давлением.

Сейсмическая граница намечается также в мантии на глубине порядка 200—300 км (Nakamura et al., 1974a). Здесь при сохранении или незначительном уменьшении скорости продольных волн (8,0 км/сек) заметнее уменьшается скорость поперечных (от 4,7 до 4,0 км/сек). Это соответствует росту коэффициента Пуассона в нижележащей средней мантии Луны с 0,25 (что свойственно также кристаллическим породам Земли) до 0,35 (такой коэффициент типичен для аморфных, некристаллических материалов типа глины, пластика). Г. Латем и его соавторы полагают, что средняя мантия Луны сложена материнским метеоритным материалом, который никогда полностью не переплавлялся.

На кривой электропроводности по данным «Лунохода-2» (Ваньян и др., 1973) выделен слой относительно низкого электрического сопротивления ( $10^4$  ом·м), который начинается на глубине 200 км и протягивается вплоть до 400 км. Глубже сопротивление увеличивается в 10 раз, эта зона совпадает с глубинами гипоцентров приливных лунотрясений (по уточненным данным, Lammler, 1977).

Литосфера ограничена снизу зоной резкого затухания поперечных волн и стократного возрастания электропроводности.

В целом литосфера Луны — гипертрофированная по толщине, монолитности и жесткости литосфера Земли. В лунной литосфере мало очагов мелкофокусных сотрясений (Латем и др., 1975; Nakamura, 1977), наоборот, на Земле большинство очагов сосредоточено именно в литосфере, причем в основном в коре.

Поперечные волны при малых эпицентральных расстояниях очагов лунотрясений распространяются, почти не затухая. Это объясняется очень высокой сейсмической добротностью<sup>1</sup> лунных недр, обусловлен-

<sup>1</sup> Сейсмическая добротность — мера потери энергии при распространении сейсмических волн. Добротность обратно пропорциональна потере энергии на одном цикле колебаний.

ной практическим отсутствием тепловых потерь ввиду того, что на Луне нет атмосферы и свободной воды. В лунной коре сейсмическая добротность (2000—5000) в 10—30 раз больше земной, а в 500-километровом слое литосферы она превосходит значения для нижней мантии Земли и достигает (согласно Nakatuga, 19746; Toksöz, 1975) 7000—10 000.

Судя по данным об электропроводности (Долгинов и др., 1975; Dayl, 1974; Toksöz, 1974), температура в литосфере Луны не превышает температуру солидуса базальтов. В слое пониженного электрического сопротивления при давлениях 10—20 кбар она оценивается величиной 600—700°С. В низах лунной литосферы на глубине около 800 км давление составляет лишь 30 кбар с лишним (это соответствует глубинам

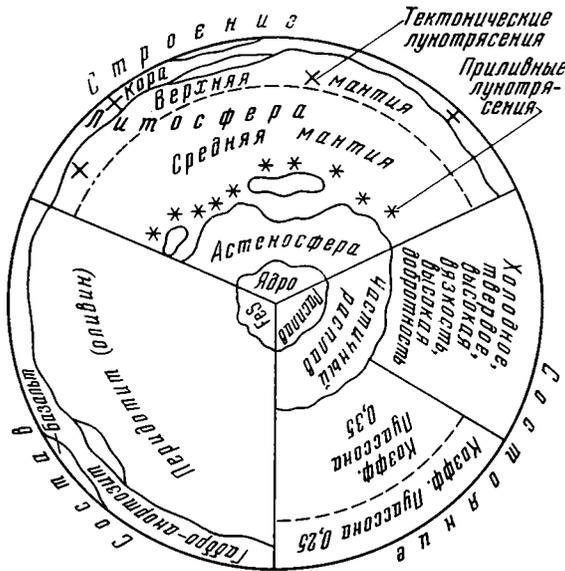


Рис. 2. Внутреннее строение Луны по геофизическим данным

порядка 100 км на Земле), температуры (1200—1300°С) принимают значения, промежуточные между теми, которые свойственны земной литосфере в районах океанических плато и в рифтовых зонах (Meisner, 1975).

Гидростатическая неуравновешенность фигуры и смещение центра масс свидетельствуют о существовании латеральной неоднородности структуры Луны, прежде всего в ее литосфере. Существует мнение (Toksöz, 1974; Фадеев, 1976), что мощность коры на обратной стороне, а также в материковых районах больше, чем в Океане Бурь. Отмечена горизонтальная неоднородность поля скоростей в верхах мантии района Моря Познанного (Ваньян, Галкин, 1977). Латеральная неоднородность отмечена также в гравитационном и магнитном полях, в величине электропроводности верхнего слоя. Глобальная латеральная неоднородность отражается в существовании узких протяженных «сейсмических швов» в низах литосферы, а также в возможной полярной приплюснутости астеносферы Луны (Левин, Маева, 1975).

Неоднородности структуры Луны должны вызвать касательные напряжения в ее литосфере. Их величина оценена около 100—200 кг/см<sup>2</sup> (Toksöz et al., 1974). Это на один-два порядка меньше горизонтальных сил, обуславливающих активность тектоносферы Земли (Кропоткин, Ларионов, 1975; Артюшков, 1973).

Внутренняя зона Луны радиусом около 800—900 км выделена по затуханию поперечных сейсмических волн. Этот фундаментальный факт может быть объяснен двояко (Toksöz et al., 1974): непрохождением поперечных волн в эффективно жидкой среде (аналогично внешнему ядру Земли) или их затуханием в зоне тени, вызванным падением скорости поперечных волн. Наблюдения можно объяснить уменьшением сейсмической добротности на глубинах более 800 км в 50—100 раз.

Если принять первый вариант объяснения (Nakamura et al., 1973), то в предположении о мантийном (перидотитовом) составе недр следует допустить, что температура в центральной зоне превышает температуру солидуса базальтов 1450—1650°С (при давлении более 40 кбар). Важно подчеркнуть, что железное ядро столь большого радиуса «запрещается» величиной момента инерции Луны, а металлизация силикатов исключена из-за того, что давление в центре Луны (50 кбар) всего лишь такое, как на 150-километровой глубине в верхней мантии Земли.

В печати приведено сообщение (Латем и др., 1975; Nakamura et al., 1973, 1976), пока не подтвержденное новыми данными, о том, что на сейсмограмме от удара метеорита на эпицентральной расстоянии 168° первое вступление запоздало на 57 сек. Это соответствует падению скорости продольных волн до 3,6—5,2 км/сек в интервале глубин 1330—1550 км и не противоречит предположению о существовании на Луне небольшого внутреннего ядра, состоящего из железа или сульфида железа.

Для понимания процессов взаимодействия внешней и внутренней оболочек Луны важно знать радиальное распределение коэффициента эффективной вязкости. Он может быть, в частности, определен по сопоставлению селенотерм, полученных из данных магнито-телурического зондирования, с глубинной изменчивостью температуры плавления по лабораторным измерениям (Meisner, 1975).

Абсолютная величина коэффициента эффективной вязкости зависит от принимаемого механизма крипа; надежнее относительные оценки. Верхняя, 200—300-километровая оболочка Луны характеризуется очень высокой вязкостью, что коррелировано с чрезвычайно большой сейсмической добротностью. Коэффициент вязкости здесь ( $10^{26}$ — $10^{27}$  пуаз) на 2—3 порядка выше, чем на соответствующих глубинах Земли, даже если брать самые жесткие регионы древних кристаллических щитов. От поверхности к центру Луны вязкость падает. Глубже 500 км она уменьшается в 100—1000 раз. Такое заключение было также сделано П. Кассеном и его соавторами (Cassen et al., 1975), которые показали, что длительное неостывание центральной зоны Луны при условии концентрации радиогенных элементов в коре «требует», чтобы вязкость вышележащей мантии была много больше  $10^{22}$  пуаз. В «астеносфере» Луны вязкость падает до значений, свойственных астеносфере Земли,— около  $10^{20}$ — $10^{21}$  пуаз.

### ПРИЛИВНЫЕ ЛУНОТЯСЕНИЯ

В настоящее время опубликованы данные о сейсмических явлениях на Луне за период 5,5 лет с ноября 1969 г. по май 1975 г. Сейсмическая регистрация велась четырьмя станциями, образующими на видимой стороне Луны большой треугольник с расстоянием между вершинами более 1000 км. Каждая станция была снабжена регулируемой с Землей трехкомпонентной установкой длиннопериодных сейсмометров и вертикальным короткопериодным сейсмометром, которые имеют чрезвычайно высокую, по земным масштабам, чувствительность (минимальный сигнал 0,3 Å соизмерим с размерами атома).

Классификация лунотрясений, особенности сигналов. Естественные сейсмические события на Луне подразделяются на 1) приливные лунотрясения, 2) тепловые сотрясения, 3) высокочастотные (тектонические) события, 4) падения метеоритов. По сравнению с земными сейсмограммами лунные характеризуются большой продолжительностью колебаний, плавным ростом амплитуд, их очень медленным спадом, плохой разрешенностью отдельных фаз. Из-за интенсивного рассеивания в верхнем слое коры на Луне практически разрушены фазы поверхностных волн, которые доминируют на записях землетрясений.

Тепловые сотрясения, сильно коррелированные с прохождением через станцию линии терминатора, характеризуют термоупругие напряжения лишь приповерхностных частей Луны, мелкофокусные лунотрясения тектонической природы редки.

Специфическая сейсмичность Луны реализуется в относительно редких, закономерных периодических, весьма слабых и исключительно глубоководных приливных лунотрясениях, которые представляют 85—95% всех сейсмических явлений на Луне.

Записи приливных лунотрясений имеют характерные особенности, отличающие их от ударов метеоритов и сотрясений иной природы. На типичных сейсмограммах приливных лунотрясений, на низкочастотных сейсмометрах выделяются фазы *P* и *S* волн, последние преобладают на горизонтальных компонентах по амплитуде в 5—10 раз. Эпицентральные расстояния зарегистрированных толчков превышают 800 км и не различаются больше, чем в 2 раза; разность времен прихода *P* и *S* волн (90—112 сек) превышает временные различия между станциями. Время нарастания амплитуд от первого вступления до максимума составляет 5—15 мин. Спектр записей равномерный, столообразный в диапазоне частот 0,5—2 гц.

Энергетика лунотрясений. За период наблюдений на Луне сейсмометрами записано более 8000 сигналов, из них пригодных для анализа приливных лунотрясений оказалось: на станции «Аполлон-12» в Море Познанном — 998, на «Аполлоне-14» в Апеннинах — 808, в районе Фра-Мауро («Аполлон-14») — 1648, в районе кратера Декарт («Аполлон-16») — 1544. Пятикратные различия чувствительности станций определяются сейсмогеологическими особенностями и грубо коррелируются с мощностью реголита. Амплитуды регистрируемых лунотрясений различаются в 10 раз, абсолютные смещения почвы составляют (0,5—5) · 10<sup>-8</sup> см. На Луне всеми станциями регистрируется в год около 700 лунотрясений, из них только 25% пригодны для анализа.

Исходя из наблюдаемых смещений грунта для описанной выше скоростной модели коры и мантии Луны энергия максимального приливного лунотрясения оценена в 10<sup>7</sup>—10<sup>8</sup> эрг, что соответствует магнитуде 0,5—1,3 по шкале Рихтера. Небезынтересно заметить, что столь слабые сотрясения на Земле невозможно различить из-за гораздо более интенсивного фона микросейсм. Полагая, что сейсмичность обратной стороны Луны (где локализован лишь один очаг) не больше, чем в районе Декарта, американские сейсмологи получили общую оценку сейсмической энергии в год, выделяемую приливными лунотрясениями, 10<sup>12</sup> эрг. Позже (Lamtlein, 1977) эта цифра была уточнена с учетом вклада редких мелкофокусных тектонических толчков и поднята до 10<sup>15</sup>—10<sup>18</sup> эрг/год. Даже в этом случае сейсмическая энергия лунотрясений в миллиарды раз меньше землетрясений.

Соотношение лунотрясений разной энергии характеризуется кривыми зависимости их числа от амплитуды смещения почвы. Эти кривые, эквивалентные «графикам повторяемости» землетрясений, показывают, что амплитуды лунотрясений отличаются не более чем в 10 раз, а их число — не более чем 100. Наклон кривых в 1,5—3,7 раза круче, чем

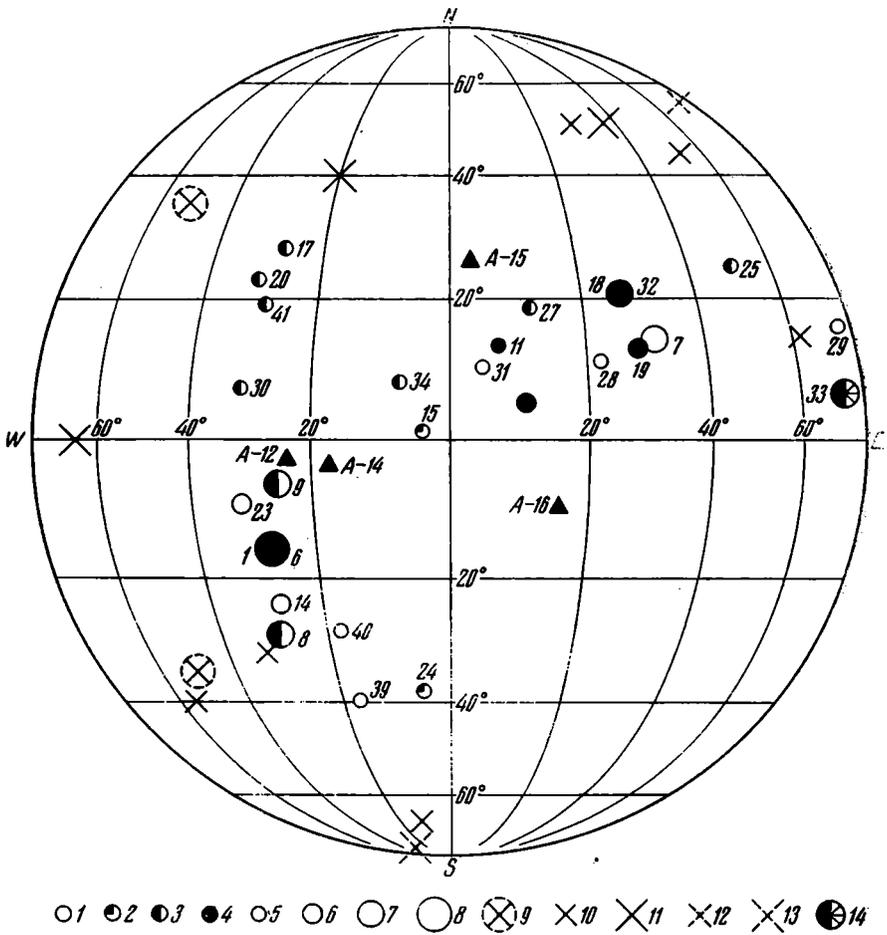


Рис. 3. Карта эпицентров приливных и тектонических лунотрясений (по данным за 32 месяца регистрации)  
 1 — гипоцентры с неизвестной глубиной, 2 — с глубиной до 600 км, 3 — с глубиной 600—800 км, 4 — с глубиной более 800 км; 5—8 — очаги с числом лунотрясений, % от общего числа: 5—3, 6—5, 7—10, 8—20; 9—13 — эпицентры тектонических лунотрясений (10, 11 — слабые и сильные на видимой стороне, 12, 13 — слабые и сильные на обратной, 9 — очаг с неизвестной широтой); 14 — очаг на обратной стороне. Треугольники с номерами — сеть сейсмических станций «Аполлон»

у тектонических землетрясений. Это означает, что на Луне может происходить много слабых лунотрясений, но невозможны сильные лунотрясения. Крутые графики повторяемости на Земле получаются для мелкоочаговых вулканических землетрясений, а также мелкофокусных землетрясений в регионах срединных океанических хребтов. Лабораторные измерения выявляют крутые наклоны при наличии микротрещин в породах, подверженных малым деформациям, при растрескивании за счет термальных контрастов, при трении двух поверхностей в условиях низкого давления на контактах. Все это следует иметь в виду при обсуждении механизма приливных лунотрясений.

Расположение очагов. Среди приливных лунотрясений выделен 61 тип очаговых зон, различающихся индивидуальной и устойчиво сохраняющейся во времени формой колебаний поверхности. Записи 633 лунотрясений оказались достаточной амплитуды на трех станциях, чтобы

определить координаты эпицентров. Всего локализовано 43 эпицентральных зон (точность не хуже 100 км, в отдельных случаях около  $\pm 20$  км), для 36 из них определены глубины очагов, точность  $\pm 20$ —50 км (Lamp-lein, 1977) (рис. 3). Эпицентры лунотрясений расположены не произвольно, а подобно землетрясениям, группируются в узкие пояса сейсмичности. Долгое время удавалось выделить лишь два таких пояса, теперь их уже по крайней мере четыре, причем внутренняя структура поясов достаточно сложна.

Западный пояс имеет субмеридиональное простирание (по  $20^\circ$ — $40^\circ$  зап. долготы), начинается у  $30^\circ$  сев. широты и протягивается на 2000 км к югу за  $40^\circ$  ю. ш., расширяясь от 100 км на севере до 200—300 км на юге. Пояс включает более половины всех очагов и более 60% приливных лунотрясений, он имеет неоднородную структуру и проходит по западному обрамлению Моря Дождей, Моря Познанного и Моря Облаков. В этом поясе в точке  $10,8^\circ$  ю. ш.,  $31,3^\circ$  з. д. находится самый активный очаг, в котором происходит пятая часть толчков. К счастью, именно здесь поблизости расположены две (и при том первые) сейсмические станции «Аполлон-12 и 14», так что «родословная очага» перевалила за 5,5 лет.

Восточный пояс сейсмичности шириной более 300 км тянется от экватора в точке западнее центра видимого диска Луны на вост.—сев.—вост. на 1800 км. Он включает 13 локализованных очагов и 9 — положение которых определено приблизительно. Пояс состоит из двух субпараллельных ветвей, разделенных асейсмичной зоной. Он проходит по разделу Морей Ясности, Плодородия и Смиа на севере и Морей Спокойствия, Кризисов и Краевое на юге. На его продолжении находится единственный эпицентр на обратной стороне, относящийся к числу довольно активных (в нем происходит 6% приливных толчков) (см. рис. 3).

Новый пояс сейсмичности открыт последнее время в сев.-зап. части Океана Бурь. Он назван Северо-западным по своему простиранию и содержит 7 эпицентров, в которых происходит 10% лунотрясений. Самый высокоширотный эпицентр ( $61,7^\circ$  с. ш.,  $18,8^\circ$  в. д.) представляет активный очаг, в котором зафиксировано уже 18 толчков. Имеются основания включать его в особый 4-й пояс лунной сейсмичности.

Все эпицентры приливных лунотрясений оказываются в трех квадрантах видимой стороны, содержащих молодые морские бассейны. Они отсутствуют в юго-восточном квадранте, районе гор и старых морей. Эпицентры приливных лунотрясений приурочены к узким поясам планетарного масштаба, пересекающимся в юго-вост. части Океана Бурь в районе экватора. Точка их пересечения — узловая для лунной тектоники.

Все очаги приливных лунотрясений глубокофокусные. Об этом свидетельствуют четкие фазы поперечных волн, большая амплитуда первых вступлений, меньшее время до максимума колебаний по сравнению с поверхностными ударами, относительная простота записи между вступлениями продольной и поперечной волн. Глубины очагов приливных толчков попадают в узкий интервал 800—1150 км. Средняя глубина 940 км, 2/3 очагов приходится на еще более узкий «сейсмический пласт» 850—1000 км.

Вертикальные профили глубин гипоцентров вдоль основных поясов имеют сложный контрастный рельеф. Очаги западного пояса погружаются в его северной и южной частях. В районе экватора находятся самые мелкие очаги, здесь же уменьшаются глубины на краях восточного и северо-западного поясов сейсмичности. Во все стороны от зоны пересечения поясов сейсмичности очаги погружаются, особенно резко — на северо-восток. Восточный пояс имеет самый контрастный рельеф (разница глубин очагов достигает 300 км), проявляющийся как в его северной, так и в южной ветвях. Наблюдается некоторая связь глубин оча-

гов с блоками в пределах каждого пояса — на контактах блоков очаги имеют экстремальные глубины.

Неоднородная структура зоны сочленения литосферы и астеносферы Луны, проявляющаяся в контрастности глубин гипоцентров, играет решающую роль в механизме приливных лунотрясений.

Периодичность приливных лунотрясений В последовательности приливных лунотрясений выявлен строгий порядок. Он может быть расшифрован, исходя из закономерностей вращения и движения Луны в гравитационных полях Земли и Солнца, в частности в связи со своеобразным покачиванием — так называемой либрацией, — Луны (Физика и астрономия Луны, 1973; Мельхиор, 1975).

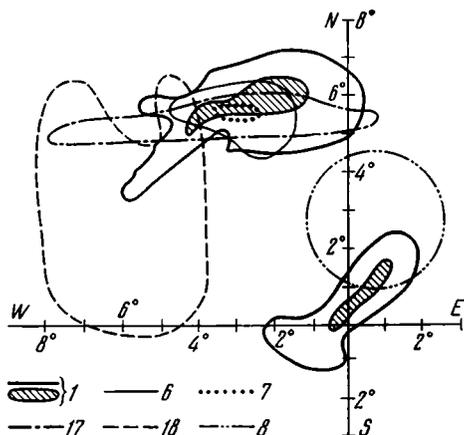


Рис. 4. Связь момента приливного лунотрясения с либрацией Луны; положение ближайшей к Земле точки при сотрясениях одинаковой силы в различных очагах (номера соответствуют схеме рис. 3)

Можно выделить четыре основные периода в движении Луны. Период широтной либрации — 27,2 суток (1 нодикальный месяц); при этом центр видимого диска колеблется почти по синусоиде от 7° с. ш. до 7° ю. ш. Период долготной либрации 27,55 сут. (1 аномалистический месяц), при этом максимальный угол поворота сам варьирует от 5° до 8° с периодом 206 суток (7,5 аномалистических месяцев). С таким же периодом «ползет» и длительность аномалистического месяца (25—28,5 сут), что связано с пертурбациями лунной орбиты под действием притяжения Солнца.

Раз в 27,55 сут Луна оказывается предельно близко к Земле в перигее (на расстоянии 356 тыс. км) и предельно далеко в апогее (407 тыс. км). Но само положение апогея (от 356 до 370 тыс. км) и перигея (от 404 до 407 тыс. км), — и следовательно эксцентриситет лунной орбиты, — слегка колеблется с периодом 7,5 аномалистических месяца.

И наконец, вследствие маленького различия периодов широтной и долготной либраций соотношение их взаимных фаз медленно меняется и повторяется через 6 лет.

Эта фундаментальная периодичность движения Луны находит свое отражение в вариациях числа приливных лунотрясений. Если рассматривать все очаги вместе, то во временных спектрах лунотрясений на каждой станции наблюдаются пики: самый большой на периоде 13,6 сут., в 2—5 раз слабее на 27,2 сут. и 206 сут. и совсем слабые на 13,7—15 сут. и 27,5—30 сут. Наконец, благодаря тому, что непрерывная сейсмическая регистрация на Луне продолжалась 8 лет, удалось заметить

и шестилетний цикл: максимум активности в 1970 г., минимум в 1972 и новый подъем в 1976 г.

Все сказанное свидетельствует о гравитационной природе приливных лунотрясений. Их расписание может быть составлено наперед, исходя из законов небесной механики.

С этой точки зрения представляет интерес зависимость момента толчка в различных очаговых зонах от положения на поверхности Луны точки ее пересечения с линией, соединяющей центры масс Земли и Луны (рис. 4). Эта ближайшая к Земле точка совершает близ центра видимой стороны эллипсовидные движения, обусловленные оптической либрацией, которая вызвана несферичностью орбиты Луны, ее наклоном к экватору и вращением наземного наблюдателя. Как следует из рис. 4, в моменты, когда ближайшая к Земле точка поверхности Луны занимает определенное положение, происходят наиболее сильные толчки в соответствующих очагах.

Таким образом, на Луне (при отсутствии затемняющих картину внутренних тектонических процессов) легко реализовать прогноз времени и места сейсмических толчков, однако в этом нет необходимости, так как приливные лунотрясения пренебрежимо слабы.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЛУНОТЯСЕНИЯ

Пассивный сейсмический эксперимент на Луне был ориентирован на регистрацию тектонических лунотрясений, для чего станции устанавливались в районах стыка крупномасштабных поверхностных структур. Тектонисты были разочарованы — за 5,5 лет было зафиксировано лишь 25 толчков, могущих претендовать на роль мелкофокусных лунотрясений тектонической природы. Акцентировать внимание на них следует как по принципиальным соображениям, так и потому, что они даже при малом числе вносят весомый вклад в сейсмичность Луны, поднимая общую энергию (до  $10^{18}$  эрг) (Nakamura et al., 19746; Lammlein, 1977).

Первая характерная особенность этих сейсмических событий — высокочастотность записей. По этому признаку они резко отличаются как от приливных лунотрясений, так и от ударов метеоритов; их амплитудный спектр равномерный — от 1 до 5 *гц* и далее до 10 *гц* амплитуда уменьшается лишь на 10 *дб*. При этом спектр поперечных волн высокочастотнее продольных, а затухание очень незначительное. По затуханию с расстоянием получены независимые оценки сейсмической добротности лунной литосферы (7000), хорошо сходящиеся с определениями по затуханию амплитуд во времени. Вступления продольных и поперечных волн очень четкие даже по сравнению с приливными лунотрясениями, что указывает на малое рассеяние близ источника. Наклон графиков повторяемости положе, чем у приливных и тепловых лунотрясений, и ближе к землетрясениям. Энергия тектонических лунотрясений на 3—4 порядка выше, чем у приливных, магнитуда 4-х событий достигает величины 4.

В пространственном распределении эпицентров тектонических лунотрясений намечаются некоторые закономерности. Больше всего очагов — в сев.-вост. и юго-зап. квадрантах, они практически отсутствуют в юго-восточном квадранте, где также не отмечено ни одного приливного толчка. В последнее время появились основания говорить о пространственной связи лунотрясений различной природы: 5 из мелкофокусных очагов находятся непосредственно в зоне восточного и западного поясов, 14 удалены от поясов не более 10—30° и концентрируются в направлении их продолжений. Календарь тектонических лунотрясений не имеет периодических экстремумов, свойственных приливным, но некоторый порядок в тектонических толчках намечается. Практически каждый

блок приливных очагов имеет «свой» тектонический, срабатывающий вместе с максимальными приливными толчками.

Судя по характеру записи и относительным временам пробега  $P$  и  $S$ -волн, очаги тектонических лунотрясений расположены глубже рассеивающего слоя (25 км), но выше зоны, где начинает заметно уменьшаться скорость поперечных волн (300 км).

По всем своим характеристикам высокочастотные события более похожи на землетрясения, чем на приливные лунотрясения — это довод в обоснование их тектонической природы.

### МЕХАНИЗМ ЛУНОТЯСЕНИИ

Теперь, собрав все факты, можно попытаться понять природу и механизм лунотрясений. Наиболее существенные черты лунной сейсмичности: существование двух типов, тектонических (редких, но мощных) и приливных (многочисленных, но слабых) лунотрясений, очаги которых разнесены по разным этажам лунного «здания», так что глубины 300—800 км асейсмичны; пространственно-временная связь обоих типов лунотрясений; приуроченность эпицентров к глобальным поясам сейсмичности; отсутствие очагов в юго-восточном квадранте видимого диска Луны; отсутствие тектонических эпицентров в центральном круге радиусом 30°.

Для суждения о механизме приливных лунотрясений важны следующие закономерности: толчки имеют гравитационное расписание; очаги расположены на больших глубинах, в зоне перехода от литосферы к астеносфере Луны (отсутствие отраженных волн свидетельствует о постепенности перехода); переходная область имеет сложный рельеф; форма записи неизменна, это говорит в пользу малых размеров каждой очаговой зоны; строгое повторение направления первых вступлений свидетельствует о прогрессивном, однонаправленном характере накопления напряжений, «спусковым крючком» для которых являются градиенты приливных гравитационных потенциалов; четкие фазы поперечных волн и широкополосные спектры указывают на сдвиговый характер толчка в очаге.

Источником напряжений и деформаций, необходимых для глубокофокусных толчков, является концентрация энергии приливных деформаций в зоне сочленения литосферы и астеносферы Луны, которая предполагалась теоретически ранее (Жарков и др., 1971). Этому способствует сложный контрастный рельеф зоны (Charman et al., 1974). В астеносфере по-видимому существуют конвективные потоки вещества, возможно в направлении поясов сейсмичности. Разогретое вещество неравномерно проникает в переходную зону. В периоды увеличения гравитационного взаимодействия в литосферу импульсами впрыскиваются горячие флюиды и летучие, они образуют своего рода «смазку» для последующего движения блоков по разрывам.

Как показывают расчеты (Lamtlein, 1977) плотность энергии приливных деформаций на глубинах приливных очагов ( $10^{14}$  эрг/см<sup>3</sup>) достаточна для глубокофокусных толчков (если считать, что разрыв происходит в километровой блоке и в сейсмическую превращается 1% приливной энергии). Однако, напряжения здесь слишком малы ( $5 \cdot 10^5$  дин/см<sup>2</sup>), так что дислокации должны происходить вдоль ранее существующих трещин. Эти трещины (или система трещин) глобального размера субпараллельны поясам сейсмичности и погружаются в мантию под углом 30—40°.

Наибольшие глубокофокусные сотрясения в каждой зоне происходят в моменты максимумов или минимумов приливных напряжений в условиях их общего роста при совпадении сдвиговой компоненты напряжений с плоскостью сброса в гипоцентре лунотрясения.

В механизме мелкофокусных толчков приливные напряжения вследствие своей малой величины, играют лишь триггерную роль (их локальный максимум приходится на глубины 50—300 км). Локальные минимумы напряжений объясняют отсутствие очагов в центральном круге видимого диска Луны радиусом 30° и на промежуточных глубинах (300—800 км). Энергия, необходимая для тектонических толчков, может черпаться из слабой конвекции в центральной зоне Луны, проседания масконов и сжатия Луны при остывании.

По-видимому, на Луне существует глобальная система сверхглубоких разломов или ослабленных зон, заложенных еще при ее образовании или в период интенсивной метеоритной бомбардировки, в которые проникают флюиды из астеносферы, способствуя сейсмическим толчкам и эпизодически отмечаемым кратковременным изменениям цвета и отражающих свойств поверхности, а также истечениям газа аргон-40 (Middlehurst, 1977).

### ЭВОЛЮЦИЯ И ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ

Геологические, геохимические и геофизические данные, полученные в космический период изучения Луны, свидетельствуют о ее ранней, бурной и краткой магматической активности. Большинство исследователей сходятся в том, что «новорожденная» Луна имела относительно высокую температуру недр, хотя источники нагрева дискутируются (Космохимия Луны и планет, 1975). В качестве таковых называется гравитационная энергия аккреции, деформация приливными силами Земли, энергия облучения солнечным ветром, распад короткоживущих радиоактивных изотопов, нагрев при адиабатическом сжатии.

Реконструкция термических условий прошлого проводится путем численного решения уравнения теплопроводности. При этом оценивается начальная температура, концентрация радиогенных элементов, плотность, теплоемкость, теплопроводность, а также изменчивость этих физических констант во времени. В качестве граничных условий используются современные значения теплового потока (20 эрг/см<sup>2</sup>·сек), мощность литосферы (800 км), возраст самых древних (4,15 млрд. лет) и самых молодых (3 млрд. лет) пород, период выплавления морских базальтов (3,15—3,75 млрд. лет).

В многочисленных моделях, разработанных разными авторами (Левин, Маева, 1975; Любимова, 1975; Орнатская и др., 1975; Toksöz, 1974), намечаются общие черты: 1) ранний разогрев верхней толщи (мощностью в первые сотни километров) выше температуры солидуса базальта, наибольшая экспансия зоны разогрева через 1—2 млрд. лет после образования Луны, дальнейшее отступление зоны расплава на глубину — остывание и затвердевание литосферы; 2) высокая начальная концентрация радиогенных изотопов, их стратификация в ходе эволюции за счет выноса большей части элементов из мантии в кору; 3) образование через 1 млрд. лет центральной расплавленной зоны, радиус которой уменьшается в связи с остыванием.

Предполагается, что вынос тепла из центральной зоны к поверхности Луны происходит благодаря механизму тепловой конвекции в астеносфере, а также в средней мантии и процессам ионной теплопроводности в верхней мантии (Cassen et al., 1975).

Исходя из величины теплового потока и концентрации урана (Любимова, 1975) сделан вывод о возможности небольших изменений периметра Луны. В первые полмиллиарда лет происходило расширение Луны, затем вплоть до возникновения расплавленной центральной области сокращение ее радиуса. Последние 2—3 млрд. лет происходит «распириание» Луны изнутри со скоростью 10<sup>-6</sup> см/год. Это на 4—5 порядков

меньше скорости изменения радиуса Земли, которая, по-видимому, сейчас переживает эпоху сжатия (Кропоткин, Ларионов, 1975).

В настоящее время Луна остывает: излучение тепла через поверхность слегка превосходит его генерацию в недрах. При наблюдаемом тепловом потоке расход энергии составляет  $10^{26}$  эрг/год, т. е. около  $2 \cdot 10^{36}$  эрг за всю эволюционную историю Луны, что превышает ее теплосодержание в состоянии полного плавления, энергию гравитационной дифференциации и соизмеримо с энергией гравитационной связи Луны (Любимова, 1975; Schultz, Gault, 1975; Кеонджян, Монин, 1976).

На Земле картина иная: ежегодные теплотери достигают  $10^{28}$  эрг, а суммарные (около  $7 \cdot 10^{37}$  эрг) — меньше энергии, выделившейся при образовании ядра (около  $10^{38}$  эрг) (Сорохтин, 1975).

Возможно, ключ к пониманию различий тепловых режимов планет кроется не только в различии абсолютного количества генерируемого тепла, но и в «способности» планеты превращать его в другие виды энергии.

Общая энергия, выделяемая в год землетрясениями, всего лишь на 2—3 порядка меньше теплотерь Земли. Если посчитать, что «тепловая машина Земли» имеет К. П. Д. 1%, то получается, что значительная доля тепловой энергии реализуется в землетрясениях (остальная — в других геотектонических процессах).

На Луне ситуация совершенно иная: менее одной миллиардной части ее тепловыделений превращается в сейсмическую энергию, остальное «улетучивается» в космос бесполезно для селенотектоники. Тектоническая жизнь Луны парализуется мощной, жесткой, холодной литосферой. В ее разогретой астеносфере могут существовать конвективные потоки вещества, однако их скорость менее 0,1 см/год, они слабы и не в состоянии ни расколоть, ни передвинуть «литосферный» монолит Луны («тектоники плит» на Луне заведомо нет). Они могут лишь вызвать слабые потрескивания на контакте с литосферой, редкие мелкофокусные толчки и эмиссию газов из недр.

Отсутствие на Луне механизма преобразования тепловой энергии в механическую согласуется с представлениями о важной роли в геотектонике фазовых превращений кристаллов (Авдулов, 1974) — на Луне отсутствуют необходимые для этого температуры и давления.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Селенофизические (в особенности сейсмические) измерения, проведенные в космический этап исследования Луны, выявили особенности структуры и состояние вещества ее недр и представили граничные условия для реконструкции ее планетарной эволюции (мощность коры и литосферы, затухание поперечных волн, тепловой поток, возраст пород, остаточная намагниченность).

2. Радиальное расслаивание изначально однородного вещества планеты по физическим свойствам, по-видимому, отражает основную закономерность планетарного развития Земли, Луны и планет земной группы. Стратификация Луны по составу и физическим параметрам достигла меньшей выразительности и контрастности по сравнению с Землей.

3. Многие планетарные свойства Луны существенно отличны от Земли: асимметрия рельефа и сдвиг центра масс, отсутствие магнитного диполя, масконы, высокий тепловой поток, электро- и теплоизоляционные свойства верхних слоев, понижение скоростей сейсмических волн с глубиной, отсутствие большого железного ядра, асейсмичность.

4. Малая масса и начальный дефицит железа в Луне обусловили кратковременность и раннее окончание периода ее магматической и тектонической активности. Тектоника Луны парализуется мощной, жесткой, холодной литосферой, которую не в состоянии ни сдвинуть, ни рас-

колоть слабые конвективные потоки, существующие в ее астеносфере.

5. Облик лунной поверхности создан в основном не эндогенными тектоническими факторами, а экзогенными процессами: метеоритной бомбардировкой, воздействием солнечного ветра, перепадами температур между днем и ночью.

6. Неотектоническая активность Луны проявляется в комплексе явлений: мелкофокусных и глубокофокусных лунотрясениях, кратковременных явлениях на поверхности, эмиссии газов из недр. Пространственно-временная связь между ними по-видимому вызвана существованием глобальной системы трещин или ослабленных зон. Некогда существовавшая конвекция вещества в мантии Луны могла бы объяснить приуроченность проявлений сейсмичности к базальтовым морям, малую мощность коры на видимой стороне Луны, топографию обращенных к Земле выступов, скоротечные явления и интенсивное палеомагнитное поле Луны.

7. Луна представляет удобную модель для изучения роли гравитационных взаимодействий в режиме планетотрясений. Обнаруженные на ней закономерности следует учитывать при выявлении вклада космических факторов в сейсмотектонику Земли.

8. Состояние лунных недр не создает условий для преобразования генерируемого тепла в тектонические движения. Луна закончила свой планетарный эволюционный путь, она остывает и предсказывает будущее Земли.

#### Литература

- Авдулов М. В. Термодинамика земного шара.— Земля и Вселенная, 1974, № 3.
- Артюшков Е. В. Что приводит в движение земную кору?— Природа, 1973, № 10.
- Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Егоров И. В., Красс М. С., Окулевский Б. А., Дадеев В. Е. Кажущееся электрическое сопротивление Луны и его интерпретация.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1973, № 11.
- Галкин И. Н. Строение и сейсмичность Луны.— Геол. и геофизика, 1974, № 11.
- Ваньян Л. Л., Галкин И. Н. Современные геофизические данные о литосфере и астеносфере Луны.— Геология и Геофизика, 1977, № 10.
- Долгинов Ш. Ш., Ерошенко Е. Г., Жузглов Л. Н., Шарова В. А., Внучков Г. А., Окулевский Б. А., Базилевский А. Т., Ваньян Л. Л., Егоров И. В., Файнберг И. Б. Магнетизм и электропроводность Луны по данным «Лунохода-2».— В сб.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Жарков В. Н., Трубицын В. П., Самсоненко Л. В. Физика Луны и планет. М., «Наука», 1971.
- Космохимия Луны и планет. Труды советско-американской конференции (ред. А. П. Виноградов). М., «Наука», 1975.
- Кеонджян В. П., Монин А. С. Расчеты эволюции недр планет.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1976, № 4.
- Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Кропоткин П. Н. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей).— Геотектоника, 1971, № 1.
- Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия.— В сб.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975.
- Латем Г., Накамура И., Дарман Дж., Дьюнебье Д., Юинг М., Ламлейн Д. Результаты активного сейсмического эксперимента по программе «Аполлон».— В сб.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Левин Б. Ю., Маева С. В. Загадки происхождения и термической истории Луны.— В сб.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Любимова Е. А. Тепловой поток и термическая история Луны.— В сб.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Мельхиор П. Физика и динамика планет, ч. I. М., «Мир», 1975.
- Николаев А. В., Галкин И. Н. Сейсмика Земли и Луны.— Природа, 1975, № 5.
- Орнатская О. И., Альбер Я. И., Рязанцева И. П. Расчеты тепловой истории Луны при различных концентрациях радиоактивных элементов с учетом дифференциации вещества при правлении.— В сб.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Рускол Е. Л. Происхождение Луны. М., «Наука», 1975.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1975.
- Ушаков С. А. Строение и развитие Земли.— В сб.: Итоги науки. Сер. физика Земли, т. I. М., изд. ВИНТИ, 1974.

Физика и астрономия Луны (ред. З. Копала). М., «Мир», 1973.

Фадеев В. Е. Некоторые аспекты интерпретации гравитационного поля Луны. Астрономический Вестник. 1976, 10, № 1.

Cassen P. M., Jang R. E. On the cooling of the Moon by solid convection.— Moon, 1975, v. 12, No. 3.

Chapman W. B. Moonquake predetermination and tides.— Jcarus, 1074, v. 21, No. 4.

Dayl P. Magnetism and the interior of the Moon.— Rev. geophys. and space phys., 1974, v. 12, No. 4.

Lammlein D. R., Latham G. J., Dorman J., Nakamura J., Ewing M. Lunar seismicity structure and tectonics.— Rev. geophys. and space phys., 1974, v. 12, No. 1.

Lammlein D. R. Lunar seismicity and tectonics «Phys. Earth Plan. Int.» 1977, 14, № 3, 217—223, 224—273.

Midlhurst B. M. Transient lunar phenomens, deep moonquakes and high-frequency teleseismic events: possible connections. «Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.», 1977, A-285, № 1327, p. 485—487.

Meisner R. Lunar viscosity as obtained from the selenotherms.— Moon, 1975, v. 12, No. 2.

Meisner R., Voss J., Kaestle H. A moonquakes, problems and determinating their epicenters and mechanisms.— Moon, 1973, v. 6, No. 3/4.

Nakamura J., Lammlein D., Latham G., Ewing M., Dorman J., Press F., Toksöz N. New seismic data on the state of the deep lunar interior.— Science, 1973, v. 181, No. 94.

Nakamura J., Latham G., Lammlein D., Ewing M., Duennebier F., Dorman J. Deep lunar interior inferred from the latest seismic data.— Geoph. Res. Letters, 1974a, v. 1, No. 3.

Nakamura J., Dorman J., Duennebier F., Ewing M., Lammlein D., Latham G. High-frequency lunar teleseismic events.— Proc. 5-th lunar conf. ø suppl. geoch. et cosmoch. acta, 1974b, v. 3.

Nakamura J. HFT events: shallow moonquakes? «phys. Earth Plan. Int.» 1977, 14, № 3, 217—223.

Nakamura J. et al. Structure of the lunar mantle.— «Jorn. Geoph. Res» 1976. 81, n 26, pp. 4818—4824.

Schuliz P., Gault D. Seismic effects from major basin formation at the Moon and Mercury.— Moon, 1975, v. 12, No. 2.

Toksöz M. Geophysical data and the interior of the Moon.— Unn. rev. Earth planet. sci., 1974, v. 2.

Toksöz M. Lunar and planetaky seismology.— Rev. geophys. and space phys., 1975, v. 13, No. 3.

Toksöz M., Johnston D. The evolution of the Moon.— Rev. geophys. and space phys., 1974, v. 12, No. 4.

Toksöz et al. Moonquakes: mechanism and relation to tidal stresses «science» 1977, 196, № 4293, p. 979—981.

Институт физики Земли  
АН СССР

Статья поступила  
19 апреля 1976 г.

УДК 551.242.5(571.5)

М. З. ГЛУХОВСКИЙ

**КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ  
И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА**

Рассматриваются кольцевые структуры большого диаметра, установленные в результате дешифрирования телевизионных космических снимков Земли. На основании их отождествления с известными элементами тектоники, магматизма и глубинного строения отдельных регионов предполагается, что концентрически-кольцевые структуры Земли представляют собой особый тип тектонически активных зон, характеризующихся древностью заложения, глубиной и длительностью развития. Будучи сформированными скорее всего в лунную стадию развития Земли, они на протяжении всей ее геологической истории сохранили свои главные морфологические черты и тектоно-магматическую активность. В некоторых районах кольцевым структурам подчинено пространственное размещение разнообразных магматических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

В последнее десятилетие внимание многих исследователей привлекают кольцевые структуры Земли, которые обычно выявлялись в результате морфоструктурного анализа или изучения геолого-тектонических особенностей строения тех или иных регионов (Попова, 1966; Стрелков, 1967; Авдеев, 1968; Баскина, Фаворская, 1968; Томсон, 1968; Томсон и др., 1968; Соловьев, 1973; Гинтов, 1973; Чижова, 1975, и др.).

Широкие возможности для обнаружения и изучения крупных кольцевых структур земной коры открылись в связи с внедрением в практику геологического изучения новых дистанционных методов исследований, в частности дешифрирования телевизионных космических (ТВК) снимков Земли, полученных с искусственных спутников типа «Метеор» (Башилова и др., 1972; Трифонов и др., 1973; Доливо-Добровольский, 1974; Лукашев, 1974; Яковлев, Скублова, 1974, и др.). Напомним, что решающую роль при выявлении на ТВК снимках тех или иных структур земной коры играют косвенные признаки, отражающие взаимосвязь геолого-структурных элементов с различными деталями ландшафта. При этом на ТВК-снимках многих районов были обнаружены ранее здесь неизвестные крупные (в диаметре от 50 до 700 км и более) концентрически-кольцевые, или, как их принято называть, кольцевые структуры. Они дешифрируются в виде концентрических систем дугообразных, часто овально замкнутых более или менее четких линий, иногда несколько «размазанных» полосок шириной до 3 мм (на фотосхемах м-ба 1 : 5 000 000), отличающихся чаще темным, реже светлым фототонном по сравнению с соседними участками.

В настоящей статье рассматриваются кольцевые структуры, установленные в результате дешифрирования ТВК снимков и телефотосхем м-ба 1 : 5 000 000 обширной территории, протягивающейся с запада на восток от Байкала до Охотского моря и включающей междуречье Вилюя и Лены, бассейны рек Витима, Олекмы, Алдана, Юдомы и Ульи. Проводится отождествление кольцевых структур с известными деталями геологического строения различных регионов и анализируется воз-

можная связь с этими структурами проявлений разновозрастного магматизма. Обсуждаются вопросы возможного происхождения кольцевых структур.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В геологическом отношении территория, о которой идет речь, охватывает юго-восточную часть Сибирской платформы со смежными подвижными областями. Сюда входят сравнительно небольшие участки плиты и Ангаро-Ленского перикратонного прогиба (по Е. В. Павловскому, 1959), весь Алданский щит, центральная часть Джугджуро-Становой системы, северная часть Байкальской складчатой области, зона мезозойской складчатости Южного Верхоянья и часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В пределах указанной территории выявлено более 15 кольцевых структур (рис. 1).

В северо-западной части района на междуречье Вилюя и Лены (область спокойно лежащего чехла Сибирской платформы и крайний северо-восточный фланг Ангаро-Ленского перикратонного прогиба) дешифрируется Вилюйская кольцевая структура (диаметр 660—700 км) с центральным овалом, слабо вытянутым в меридиональном направлении (протяженность осей 130 и 80 км), и системой дуг все более увеличивающегося радиуса: 110, 160, 190, 230, 280, 320—350 км (в восточном, юго-восточном и южном секторах структуры). В центральной ее части в радиусе 110—150 км сосредоточены кимберлитовые трубки Малоботубинского района. Дуговые и кольцевые элементы структуры хорошо согласуются с некоторыми разломами в фундаменте и чехле платформы. В частности, между центральным овалом структуры и следующей к востоку дугой располагается согласная с ней система сближенных разломов фундамента, к которой приурочены базальтовые вулканические и кимберлитовые трубки (Отнюков, 1970). Система разломов, конформных внешним дугам, развита в породах платформенного чехла в южном секторе Вилюйской структуры, к северо-западу и северо-востоку от большой излучины р. Лены. На остальной части региона отождествить дуговые элементы рассматриваемой структуры с какими-либо деталями геологического строения не удастся.

В северной части Байкальской складчатой области отдешифрировано три крупных кольцевых структуры: Муйская (диаметр 400—450 км), Верхнеангарская (250 км) и Баргузинская (220 км).

Муйская кольцевая структура занимает большую часть Муйской зоны позднеархейско-раннепротерозойского эвгеосинклинального пояса байкалид (Салоп, 1967). Она состоит из центрального эксцентрично расположенного овала диаметром 60—80 км и концентрических дуг с радиусами 60, 110—130, 160—170 и 200—225 км (рис. 1, 2).

Особенности геологического строения района Муйской кольцевой структуры были недавно описаны нами (Брюханов и др., 1977), поэтому в настоящей статье приводится только схема размещения plutonic комплексов в северной части Байкальской складчатой области (см. рис. 2).

Обращают на себя внимание особенности пространственного размещения разновозрастных магматических образований Северного Прибайкалья, развитых как в районе Муйской структуры, так и на участках сопряжения смежных кольцевых структур и пересечения их дуговых элементов с линейными разломами. На прилагаемой схеме (см. рис. 2) видно, что массивы и тела габбро и гипербазитов раннепротерозойского Муйского plutonic комплекса, подчиняясь в целом простирацию раннего эвгеосинклинального пояса байкалид, сосредоточены в двух районах. Один из них расположен в центральной части Муйской структуры, где в радиусах 50—75 км согласно системам кольцевых раз-

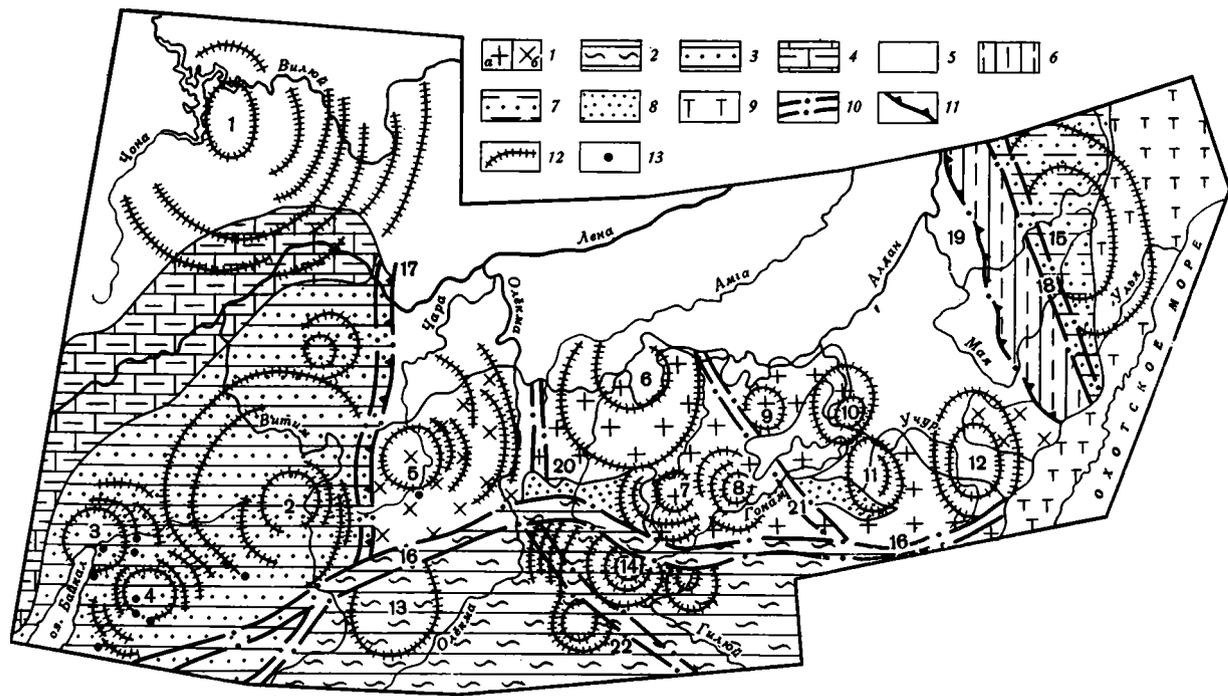


Рис. 1. Схема расположения кольцевых структур юго-востока Сибирской платформы и сопредельных областей

1 — Алданский щит: а) область развития метаморфических комплексов гранулитовой фации метаморфизма, б) область развития метаморфических комплексов регрессивной амфиболитовой фации метаморфизма; 2 — Джугджуро-Становая система; 3 — Байкальская складчатая область; 4 — Ангаро-Ленский перикратонный прогиб; 5 — области развития чехла Сибирской платформы; 6 — Нельканская чешуйчато-надвиговая зона; 7 — Южно-Верхоянский синклиорий; 8 — юрские впадины; 9 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 10 — зоны глубинных разломов; 11 — краевые разломы чекльцевые; 1 — Вилюйская, 2 — Муйская, 3 — Верхнеангарская, 4 — Баргузинская, 5 — Чарская, 6 — Алданская, 7 — Тимптонская, 8 — Гонамская, 9 — Желтулахская, 10 — Учурская, 11 — Алгоминская, 12 — Маймаканская, 13 — Каларская, 14 — Нюкжинская, 15 — Ульинская. Разломы: 16 — Становой, 17 — Жуинский, 18 — Бурхалинский, 19 — Нельканский, 20 — Амгинский, 21 — Тыркандинский, 22 — Нюкжинский

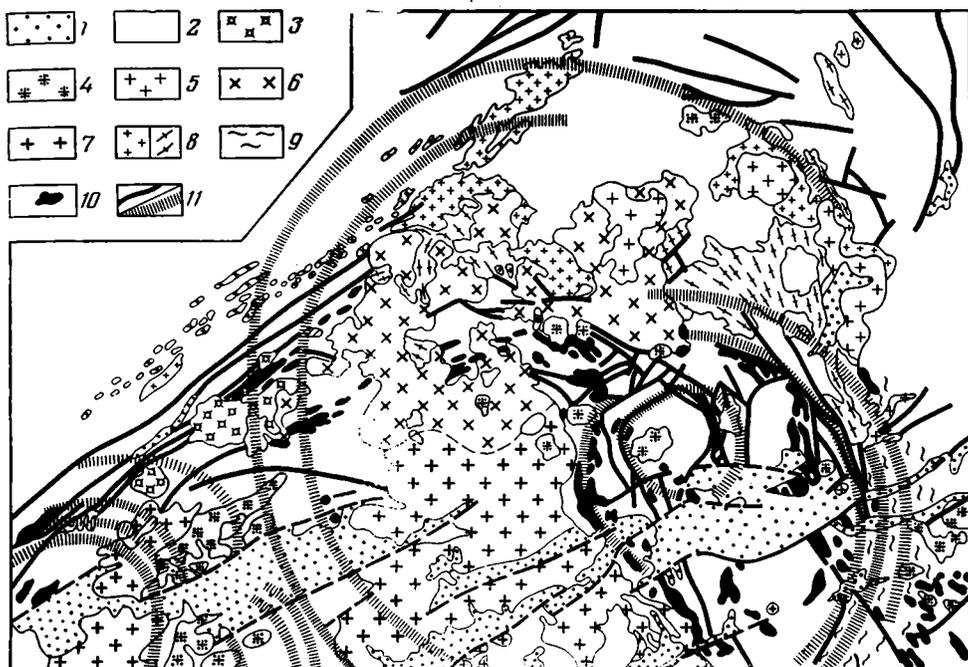


Рис. 2. Схема размещения плутонических комплексов в северной части Байкальской складчатой области (Муйская кольцевая структура). Составлена по материалам Л. И. Салопа (1967), К. А. Клитина и Т. Г. Павловой (1970)

1 — четвертичные отложения, 2 — область развития дислоцированных разновозрастных отложений Байкальской складчатой области, 3 — щелочные породы среднепалеозойского сыннырского комплекса, 4 — гранитоиды раннепалеозойского витимканского комплекса, 5 — граниты раннепалеозойского конкудеро-мамаканского комплекса, 6 — гранитоиды позднепротерозойского тельмамского комплекса, 7 — гранитоиды позднепротерозойского баргузинского комплекса, 8 — гранит-пегматиты и гранито-гнейсы позднепротерозойского мамско-оронского комплекса, 9 — раннепротерозойские мигматиты, 10 — разломы, 11 — дешифрируемые элементы Муйской и Верхнеангарской кольцевых структур

ломов размещается большинство массивов базит-гипербазитовых пород. Второй район располагается на западе региона в зоне внешней большой дуги там, где она пересекается с линейной системой разломов северо-восточного направления. Здесь же локализуется Сыннырский палеозойский массив сиенитов.

Основная часть крупных гранитоидных массивов, как правило, занимает большие пространства в удалении от центральной части Муйской структуры, между дугами радиусов 160—170 и 60—70 км, в целом подчиняясь ее кольцевому строению.

На сопряжении Муйской и Верхнеангарской структур и линейных разломов северо-восточного направления локализуется Бурпалинский массив щелочных и нефелиновых сиенитов палеозойского сыннырского комплекса. На участке сопряжения Верхнеангарской и Баргузинской кольцевых структур (верховья р. Светлая и Томпуда) располагаются массивы габброидов позднепротерозойского икатского комплекса и крупный массив палеозойских гранитоидов витимканского комплекса. В районе Верхнеангарской кольцевой структуры, там, где дешифрируемая дуговая линия ее центрального овала пересекается с рифейским Олокитским широким прогибом (верховья рек Тыи и Холодной), располагается крупный Йокский габбро-перидотитовый массив позднепротерозойского довыренского комплекса.

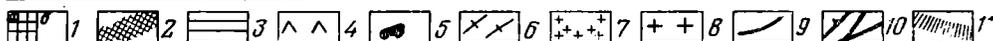
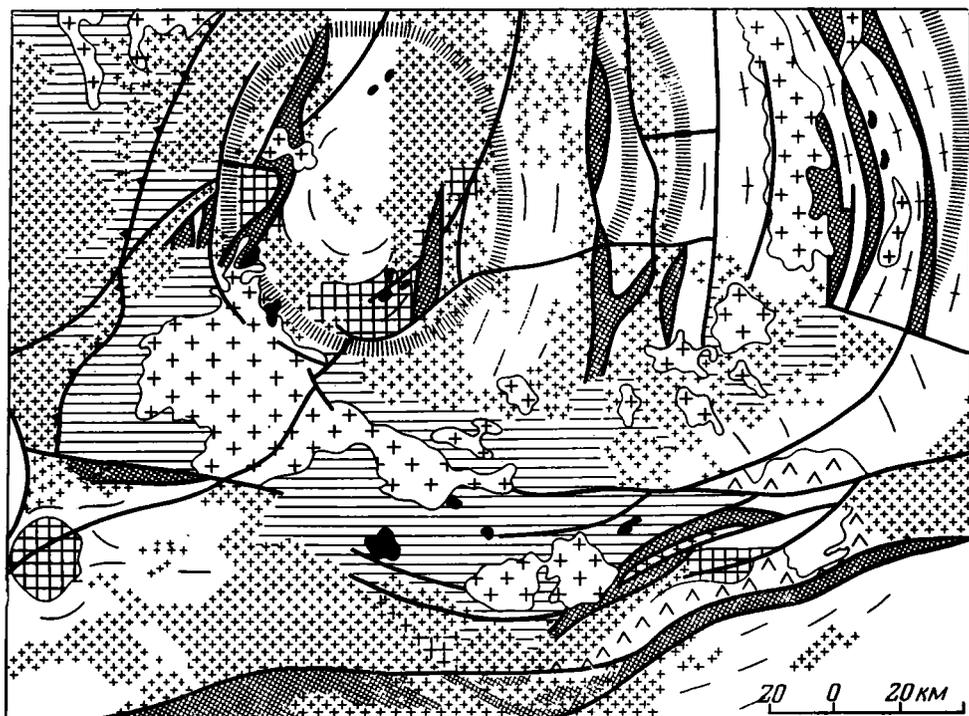


Рис. 3. Схема размещения структурно-вещественных комплексов и plutонических образований раннего докембрия Олекмо-Витимской горной страны (Чарская кольцевая структура)

1 — область развития кристаллических образований: а) катархия и б) архей, 2 — шовные структуры позднего архея — раннего протерозоя, выполненные метаморфизованными отложениями вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций, 3 — области распространения нижнепротерозойских карбонатно-терригенных отложений прото-платформенного чехла (удоканская серия, Кодаро-Удоканский и другие прогибы), 4 — массивы раннедокембрийских анортозитов, 5 — массивы раннепротерозойских габбро и ортоамфиболитов, 6 — зоны интенсивной раннепротерозойской мигматизации, 7 — поля развития раннепротерозойских гранито-гнейсов куандинского комплекса, 8 — массивы раннепротерозойских гранитов чуйско-кодарского комплекса, 9 — главные направления кристаллизационной сланцеватости пород фундамента, 10 — а) краевой шов Жуинского надвига, б) прочие разломы, 11 — дешифрируемые элементы Чарской кольцевой структуры

Рассмотренная выше Байкало-Вилуйская группа кольцевых структур отделена от смежной с востока Алданской группы зоной субмеридионального Жуинского надвига (см. рис. 1).

В составе Алданской группы, располагающейся в пределах Алданского щита, выделены Чарская, Алданская, Тимптонская, Желтулахская, Гонамская, Учурская, Алгоминская и Маймаканская кольцевые структуры. Часть их была описана нами ранее (Глуховский, 1976; Брюханов и др., 1977), поэтому ниже мы подробно остановимся на характеристике только Чарской кольцевой структуры.

Чарская структура занимает междуречье Чары и Олекмы (рис. 1, 3). Ее западная часть (около 100—120 км) как бы срезана зоной Жуинского надвига, а южная и восточная по касательным ограничены соответственно зонами Станового и Амгинского глубинных разломов. Центральный овал структуры диаметром 105 км располагается севернее Чарской впадины. К востоку от него дешифрируются дуги среднего (75 и 90 км) и большого (150 и 200 км) радиусов.

На геологической карте Олекмо-Витимской горной страны (Федоровский, 1972) видно, что центральный овал Чарской структуры частью совпадает с дуговой системой долгоживущих разломов, следующих от тектонической впадины оз. Ничатка на юг по долине р. Эльгер, далее на юго-восток по долине р. Апсат, где располагаются грабены с юрскими и меловыми отложениями. К этой же системе принадлежит разлом, служащий северным ограничением Чарской впадины. Метаморфические образования раннего докембрия в районе центрального овала слагают чашеподобную структуру, крылья которой образованы кристаллическими сланцами основного состава (катархейская несмуриновая толща). Внутренняя часть чаши сложена высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами давачанской и имангрской свит архея. Строение этой чаши поразительно напоминает подобные же синформные структуры Сутамского района, на примере которого была выделена лунная стадия развития Земли (Глуховский, Павловский, 1973; Павловский, 1975). Простирающиеся архейских кристаллических толщ в западной части Алданского щита и в целом согласуется с направлением отдешифрированных элементов Чарской кольцевой структуры. Субширотные и северо-восточные простирающиеся архейских толщ в южной части региона (бассейн р. Калар) постепенно сменяются на субмеридиональные и северо-западные (бассейн р. Олекмы). Аналогичны и простирающиеся главнейших разломов в восточном (междуречье Чары и Олекмы) и юго-восточном секторах структуры. Некоторые из них, простираясь субпараллельно отдешифрированным дуговым линиям среднего и большого радиусов, являются тектоническими границами позднеархейских — раннепротерозойских шовных прогибов, вмещающих метаморфизованные и дислоцированные отложения вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формации трогового комплекса (Федоровский, Лейтес, 1968), а также полей мусковитоносных пегматитов.

Отметим также, что зона осевой линии Кодаро-Удоканского проплатформенного прогиба и сопредельных частных прогибов, выполненных карбонатно-терригенными отложениями удоканской серии нижнего протерозоя, образует выпуклую к югу дугу, конформную элементам Чарской кольцевой структуры. Согласно с этой же дугой располагаются наиболее крупные массивы гранитоидов и поля гранито-гнейсов и мигматитов раннепротерозойского возраста. Подчеркнем, что значительную роль в пространственной локализации плутонических и некоторых метаморфических комплексов региона играют и крупные линейные структуры, например такие, как субширотный Становой глубинный разлом. Он контролирует размещение докембрийских анортозитов, габбро и сиенитов. Не менее важное значение имеют и субмеридиональные разломы, частью ограничивающие позднеархейские — раннепротерозойские шовные прогибы, вдоль которых широко развиты поля раннепротерозойских метасоматических гранитоидов.

Таким образом, пространственное размещение и внутреннее строение докембрийских структурно-вещественных и плутонических комплексов рассматриваемого региона подчинено как Чарской кольцевой структуре, так и субширотным и субмеридиональным линейным разломам. Можно думать, что такая комбинация из овоидных и дуговых структур, а также линейных глубокопроникающих разломов предопределила чрезвычайную сложность тектоники докембрия и пространственного размещения древнейших осадочно-вулканогенных и магматических образований западной части Алданского щита.

Положение, конфигурация и размеры остальных кольцевых структур Алданской группы видны на прилагаемой схеме (см. рис. 1). Напомним, что Алданская кольцевая структура была подробно охарактеризована ранее (Глуховский, 1976; Брюханов и др., 1977). Для районов

Алданской, Тимптонской, Алгоминской и Маймаканской структур характерно простираение кристаллизационной сланцеватости архейских метаморфических образований, которое соответствует их концентрически-кольцевому строению. Отмечаются также дугообразные системы разломов с рассланцеванием и диафторезом, которые имеют докембрийский возраст и пространственно совпадают с отдешифрованными элементами кольцевых структур. Почти повсеместно в их центральной части локализованы штоки и лакколитоподобные тела мезозойских субшелочных гранитоидов. В центральной части Маймаканской кольцевой структуры расположены: Улканский прогиб, выполненный среднепротерозойскими терригенно-вулканогенными образованиями улканской серии, массив биотитовых щелочных гранитов того же возраста, Чадский и Сыбахский массивы щелочных ультраосновных пород юрско-нижнемелового возраста. В центре Алгоминской структуры располага-

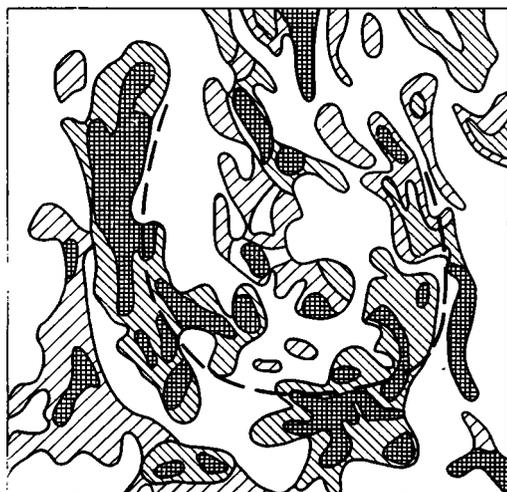


Рис. 4. Схема аномального магнитного поля района Алданской кольцевой структуры (по Карте аномального магнитного поля территории СССР м-ба 1 : 10 000 000, 1968)

На схеме показаны положительные магнитные поля с интенсивностью 1—3, 3—5 и 5—10 миллиэрстед. Контуром обозначен внешний овал Алданской структуры

ется Арбарастахский массив предвендских ультраосновных пород с карбонатами (Ельянов, Моралев, 1972). В центральной части Алданской кольцевой структуры в радиусе 25—30 км локализуется подавляющая часть щелочных и щелочноземельных пород и кимберлитов позднеюрского—раннемелового возраста и мезозойский Инаглийский массив ультраосновных щелочных пород. Особенностью Алданской кольцевой структуры является то, что ее периферийная зона в отличие от центральной части характеризуется более широким проявлением гранитизации и гранитоидного магматизма. Это отчетливо видно на «Схеме геологического строения центральной части Алданского щита», составленной Е. П. Максимовым и А. Н. Угрюмовым (1966, стр. 52). Зональность аномального магнитного поля Алданской структуры соответствует ее концентрически-кольцевому строению (см. рис. 4).

К востоку от Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны и антиклинария Сетте-Дабана, отделяющих Сибирскую платформу от Южно-Верхоянской складчатой системы, на площади развития вулканитов Охотско-Чукотского пояса и терригенных отложений Южного Верхоянья, отдешифрована Ульинская кольцевая структура (бассейны р. Ульи и верховьев р. Май, рис. 1). Она состоит из двух овалов, вытянутых в северо-западном направлении. Внутренний овал дешифрируется в виде темной полосы шириной 2—3 км на снимке, что соответствует 20—30 км на местности. Протяженность его осей 220 и 130 км. Внешний овал очерчен на снимке более тонкой линией, часть его совпадает с долиной р. Ульи. Протяженность осей этого овала 370 и 200 км. Юго-западный

край структуры как бы срезается краевым швом Сибирской платформы — складчатой зоной Сетте-Дабана. В центре Ульинской структуры располагаются Верхнемайское поднятие, сложенное архейскими кристаллическими образованиями, и мезозойские субщелочные гранитоиды, массивы которых цепочкой следуют вдоль длинной оси структуры. В пределах Охотско-Чукотского пояса к внутреннему овалу тяготеют поля вулканитов, сложенные преимущественно позднеюрскими — раннемеловыми андезито-базальтами и базальтами. Вдоль внешнего овала располагаются вулканиты главным образом кислого состава — поздне-меловые липариты, дациты и их туфы. Кроме того, на космических снимках более крупного масштаба вдоль внешнего овала дешифрируются кольцевые структуры небольшого диаметра, от 20 до 40 км, отвечающие на местности вулканоструктурам корового типа (по Томсону, 1968).

Таким образом, Ульинская структура в целом не согласуется со структурным планом региона, но вместе с тем ей в определенной мере подчинено размещение вулканогенных пород разного состава.

Остановимся ниже на некоторых особенностях строения краевого шва востока Сибирской платформы, которые потребуются нам для дальнейших рассуждений и выводов.

В строении Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны принимают участие дислоцированные платформенные терригенно-карбонатные отложения рифея, венда и нижнего кембрия. Эти отложения сорваны с фундамента и по системе надвигов, субпараллельных его поверхности, надвинуты на запад, в сторону платформы. Наклон надвигов 35—80°, вертикальная амплитуда смещений 1—4,5 км (Ставцев, 1971). В тылу Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны, на границе с Южно-Верхоянской складчатой системой, располагается антиклинорий Сетте-Дабана. Как известно, девонский и частично раннекаменноугольный этапы в геологической истории Сетте-Дабана сопровождались интенсивным магматизмом. В это время образовались базальты джелаканской серии (в северной части антиклинория), комплекс улахан-бамских диабазов (силлы в его южной части) и позднедевонских ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами (Левашов, 1970; Ельянов, Моралев, 1972). Парагенез вулканитов основного состава и грубообломочных осадочных пород, известняков и доломитов свидетельствует о сложных условиях их формирования и глубинности разломов, контролирующих размещение магматических пород. Помимо интенсивной складчатости в пределах Сетте-Дабанского антиклинория отмечены проявления динамотермального метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фации в широких (до 20 км) зонах среди дислоцированной песчано-алевролитовой толщи позднекаменноугольного и раннепермского возраста (Андриянов, 1973).

В пределах Джугджуро-Становой области отдешифрированы две крупные (Нюкжинская и Каларская) и две относительно небольшие концентрически-кольцевые структуры (см. рис. 1). Из них Нюкжинская кольцевая структура изучена более детально и описана нами ранее (Глуховский, 1976). Напомним, что она располагается в центральной части Становой области. Центральное кольцо ее диаметром около 50 км занимает район Станового хребта (верховья рек Средней и Верхней Ларбы и р. Тимптон). На ТВК снимках структура выражена системой хорошо дешифрируемых дуговых линий, концентрически расположенных относительно центра с максимальным удалением от него на 175—180 км (нижнее течение р. Нюкжи). В пределах района широко развиты раннедевонские метаморфические образования гранулитовой фации курультино-гонамского комплекса, частью регрессивно метаморфизованные и гранитизированные (амфиболитовая фация), раннепротерозойские гнейсовидные граниты, плагиогранито-гнейсы и мигматиты, крупные трещинные тела позднеюрских — раннемеловых гранитоидов, рой даек позднемелового возраста. Ориентировка кристаллизационной

сланцеватости метаморфических пород, слагающих чашеподобную синформу в центральной части структуры, подчинена ее концентрически-кольцевому строению. В радиусе 50 км располагается полукольцевая, подковообразная открытая к северу система разломов, часто сопровождающихся диафоритами зеленосланцевой фации. В центральной части структуры локализуются позднемеловые штоки монзонитов.

Северные части Нюкжинской и Каларской кольцевых структур «срезаны» зоной Станового глубинного разлома.

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ

Анализ изложенного выше материала позволяет выделить три основных особенности кольцевых структур, которые отражают ряд закономерных связей между ними и некоторыми элементами тектоники и магматизма.

Первой их особенностью является то, что с глубиной эрозионного среза заметно увеличивается степень отождествления кольцевых структур с различными элементами тектоники. Например, там, где развиты покровные или складчатые комплексы фанерозоя, кольцевые структуры если и дешифрируются, то почти не согласуются с современным структурным планом местности. Напротив, там, где выступают метаморфические образования раннего докембрия, линейно-плоскостные элементы строения этих древнейших структурно-вещественных комплексов во многих местах ориентированы конформно концентрически-кольцевым структурам. В наиболее эродированных областях это подчеркивается и кольцевым стрением аномального магнитного поля.

Важно также добавить к этому, что метаморфические образования катархея, выступающие в пределах многих кольцевых структур, в том числе и в их центральных частях, сложены главным образом ассоциацией пород гипербазит-базитового состава: пироксенитами, пироксеновыми, пироксен-плаггиоклазовыми, двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, изредка отмечаются лерцолиты. Как показали недавние исследования, гипербазит-базитовые породы катархея Алданского щита характеризуются постоянством содержания основных петрогенных компонентов в количествах и соотношениях, указывающих на их первично магматическую — вулканогенную природу. Средний химический состав наиболее широко распространенных двупироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев очень близок среднему составу океанических толеитов. Пироксеновые сланцы и пироксениты по особенностям химизма (сравнительно высокое содержание окиси магния — более 9%, отношение кальция к алюминию, равное или превышающее 1, и низкие содержания калия — обычно ниже 0,9%) относятся к базальтовым коматиитам. Предполагается, что ассоциация базальтов и базальтовых коматиитов свидетельствует об образовании их на разных глубинах при различной степени частичного плавления вещества мантии и в некоторых случаях путем неоднократного его переплавления. Это, очевидно, является характерной особенностью вулканогенных ассоциаций первичной коры Земли, которая отличалась в целом незначительной мощностью (Глуховский и др., 1977).

Таким образом, нельзя исключать того, что чашеподобные формы, типичные для катархейского комплекса Алданского щита (Глуховский, Павловский, 1973) представляют собой реликты древнейших вулканотектонических депрессий, а дешифрируемые на космических снимках кольцевые структуры являются отражением дуговых и овоидных концентрических разломов, характерных для самой ранней стадии развития земной коры.

Вертикальные и, возможно, вращательные движения по этим разломам протокры в докембрии и в последующие эпохи тектогенеза в раз-

личной мере могли определять расположение, морфологию и характер возникающих структурных форм: концентрически-кольцевых складчатых овалов архея, дугообразно изгибающихся шовных прогибов позднего архея — раннего протерозоя, среднепротерозойских прогибов, режесистем кольцевых грабенов палеозоя и дуговых разломов различного возраста.

Второй особенностью большинства кольцевых структур является преимущественное развитие в их центральных частях наиболее глубинных магматических образований — кимберлитов и других основных и ультраосновных пород, сиенитов и т. д. В различной степени этим качеством обладают участки сопряжения смежных кольцевых структур и места пересечения их дуговых элементов с линейными разломами. Если в центральных частях кольцевых структур локализуются породы мантийного происхождения, то гранитоиды и кислые вулканы корового типа преимущественно развиты в их периферийных зонах.

Таким образом, можно предположительно говорить о грибоподобной пространственной модели размещения магматических пород в районах кольцевых структур. В центральной части по глубоко проникающим магмоподводящим каналам происходило внедрение базит-гипербазитовых и щелочных магматических пород или излияние базальтоидных магм, а ближе к периферии развивались процессы мигматизации, гранитизации, диафтореза, формировались массивы гранитоидов корового типа или изливались вулканы кислого состава. Следует еще раз подчеркнуть длительность и разновременность проявлений магматизма в пределах одной и той же кольцевой структуры.

Учитывая, что с магматическими и палингено-метасоматическими образованиями генетически или парагенетически связаны различные типы эндогенного оруденения, можно наметить и общие закономерности его локализации в связи с кольцевыми структурами. Так, в центральных частях таких структур, на пересечении их дуговых элементов с линейными разломами или на сопряжении смежных кольцевых структур, можно ожидать месторождения, связанные с глубинными магматическими комплексами или с глубинными источниками рудного вещества. В зонах, тяготеющих к периферии кольцевых структур, большая вероятность встретить месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом.

Проверка этой гипотезы отчасти подтверждается на примерах известных рудных районов. Так, в центральной части Вилюйской структуры располагаются кимберлитовые трубки; в пределах центрального овала Муйской структуры известны месторождения асбеста, киновари, рудопроявления титаномагнетита, меди, никеля. По краям этой структуры располагается Мамско-Чуйское и Нечеро-Жуинское поля мусковитоносных пегматитов. Нечатское и Темулякитское пегматитовые поля локализуются на периферии Чарской структуры. В центральной части Алданской структуры располагается одноименный золотоносный и апатитоносный район. К ее внешнему овалу тяготеют флогопитовые и железорудные месторождения Южной Якутии, генетически связанные с древними гранитоидами.

Перечисленные выше факты и соображения о контроле некоторых элементов тектоники, магматизма и эндогенного оруденения кольцевыми тектонически активными зонами отнюдь не исключают крупной роли линейных разломов. Известное значение имеют и структурно-литологические факторы, частью определяющие пространственную локализацию и форму плутонов и размещение месторождений полезных ископаемых.

Третьей особенностью кольцевых структур (если справедливо предположение о их древнем возрасте) является их исключительная устойчивость и консерватизм. Без изменения формы и других деталей строения они пересекают различные геотектонические области, не считаясь с их границами. Лишь в некоторых случаях в зонах крупных разломов, види-

мо, происходило «срезание» частей кольцевых структур. Именно поэтому заслуживают особого внимания соотношения ряда кольцевых структур с зонами крупнейших разломов, ограничивающих Сибирскую платформу.

Из анализа отчетливо дешифрируемых взаимоотношений Чарской структуры с зоной Жуинского разлома, кольцевых структур Становой области со Становым глубинным разломом и Ульяновской структуры с антиклинорием Сетте-Дабана создается впечатление, что область Байкальской складчатости надвинута на восток, на Алданский щит, а Становая область и зона Южно-Верхоянской складчатости как бы поддвигаются под щит (см. рис. 1).

Как было отмечено ранее Л. И. Салопом (1967), по зоне Жуинского разлома действительно происходило перемещение масс на восток, в сторону Алданского щита. Графическим методом вероятную горизонтальную составляющую этого надвига можно оценить в 80—100 км.

«Срезание» кольцевых структур Джугджуро-Становой области зоной Станового разлома, как нам кажется, подтверждает идею о существовании в раннем докембрии вдоль этого шва древнейшей зоны субдукции, а в мезозое — надвига Становой области на Алданский щит. Здесь суммарная горизонтальная амплитуда может быть оценена в 50—70 км.

Сетте-Дабанский антиклинорий и смежную Нельканскую чешуйчато-надвиговую зону, которые входят в систему краевого шва востока Сибирской платформы, можно рассматривать как особую сложную складчато-надвиговую структуру, возникшую на границе платформы и Южно-Верхоянской складчатой области, заложенной на коре континентального типа. Как вытекает из изложенного выше материала, складчатая восточная часть структуры закладывалась в девоне и развивалась в раннекаменноугольное и частью в мезозойское время в зоне глубоко проникающих разломов, вероятно, наклоненных в сторону платформы (основной и ультраосновной магматизм, грубообломочные формации осадочных пород). В результате незначительного подвига восточной пластины под платформу (интенсивная складчатость, динамотермальный метаморфизм) была уничтожена западная часть Ульяновской кольцевой структуры. Горизонтальную амплитуду смещения на запад здесь можно оценить в 40—50 км. В западной фронтальной надвиговой амагматичной части краевого шва Сибирской платформы (по мере развития шовной складчатой зоны и поддвига) происходил срыв платформенного чехла с фундамента и его перемещение в сторону платформы (Ставцев, 1971).

Если рассматривать системы дуговых и овоидно-кольцевых разломов в качестве ведущих структурных элементов катархея, то их «срезание» в зонах крупных разломов можно объяснить интенсивной тектонической переработкой гипербазит-базитовой протокры. Как вытекает из изложенного выше, подобная переработка могла происходить в геологическом прошлом в зонах крупных поддвигов и надвигов, ограничивающих Сибирскую платформу. Вероятно, что срыв и перемещение пластин литосферы происходили по подошве протокры, либо по горизонтам, проходящим еще ниже. Например, предполагается, что в наиболее активный этап развития зоны Станового разлома в архее и раннем протерозое мощность Джугджуро-Становой литосферной пластины, подвергшейся тектонической переработке в древнейшей зоне субдукции, достигала 40 км при максимальной глубине залегания подошвы протокры 18—20 км (Глуховский, 1975).

Каковы же причины отражения дуговых и кольцевых зон древнейшего заложения в современном ландшафте? Почему при дешифрировании космических снимков они выявляются и в областях глубокого эрозийного среза, где отмечается их согласие со многими элементами тектоники, и в районах менее эродированных, где такого согласия не наблюда-

ется и они «просвечивают» сквозь покрывающие структурно-вещественные комплексы?

Для решения этих задач можно привлечь два важнейших фактора. Первый фактор — это прямое или активное проявление кольцевых структур, связанное с длительностью их развития — неоднократной тектономагматической активизацией, выражающейся в обновлении концентрических систем дуговых разломов, частью проникающих в верхние структурные этажи и сопровождающихся приразломным метаморфизмом; формировании дугообразных шовных прогибов и кольцевых грабен; проявлении разновозрастного магматизма и вулканизма. Все это так или иначе влияет на ландшафт, характер фотоизображения и степень дешифрируемости (например, темная полоса основных вулканитов внутренне-го овала Ульяновской структуры и четко выраженная система долгоживущих разломов внутреннего овала Муйской структуры).

Второй фактор — это весьма вероятная приуроченность к кольцевым структурам тепловых аномалий<sup>1</sup> и выходов подмерзлотных термальных вод. Косвенными доказательствами этому служит, например, близость горячих источников Северного Прибайкалья к местам пересечения элементов кольцевых структур и разломов, ограничивающих рифтовые впадины. Это источники в долинах рек Чары, Верхней Ангары, Баргузина, Нижней Ципы (соответственно Чарская, Верхнеангарская, Баргузинская и Муйская структуры). К местам пересечения дуговых элементов кольцевых структур с долинами других рек региона часто приурочены крупные наледные поляны — места субаквальных выходов подмерзлотных термальных источников. И наконец, метаморфизм сравнительно неглубоко залегающих коксующихся углей Южно-Якутского юрского угленосного бассейна также может быть связан с влиянием мощных тепловых потоков, следовавших в послееюрское время по тектоническим зонам Алданской и Тимптонской кольцевых структур, проходящим через Чульманскую впадину.

Подъем тепловых потоков по глубоко проникающим концентрически-кольцевым системам разломов может создавать на поверхности соответствующую зональность аномального теплового поля. Весьма вероятно, что с тепловыми аномалиями связаны характер растительности, обводненность, размещение таликовых зон среди многолетнемерзлых пород и другие факторы, влияющие на ландшафт и в конечном счете на степень дешифрируемости кольцевых структур на ТВК снимках.

По-видимому, кольцевая зональность аномального теплового поля может проявляться не только на площадях прямого или активного выражения кольцевых структур, но и там, где активные части кольцевых и дуговых тектонических зон фундамента перекрыты покровными комплексами пород. Последнее обстоятельство может служить причиной дешифрируемости кольцевых структур там, где они не обнаруживают согласия со структурным планом местности (например, Вилюйская и отчасти Ульяновская и Муйская структуры). В этом случае можно говорить об их пассивном выражении на поверхности, или «просвечивании» через покровные комплексы пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из изложенного выше материала, выраженные в ландшафте и дешифрируемые на ТВК снимках концентрически-кольцевые структуры, вероятнее всего, являются отражением дуговых и овоидно-кольцевых тектонически активных зон, заложенных в катархее в гипербазит-базитовой протокоре. Ранее на примере кольцевых структур Алданского

<sup>1</sup> Подобное явление отмечено и для кольцевых структур Казахстана (Яковлев, Скублова, 1974).

щита нами было показано, что они соизмеримы с концентрическими системами разломов некоторых кольцевых морей Луны (Глуховский, 1976). Приведенные выше аргументы позволяют разделить мнение Е. В. Павловского (1975) о том, что кольцевые структуры Земли, выявляемые на космических снимках и соизмеримые с округлыми вулканотектоническими структурами Луны, были характерны и для лунной стадии развития нашей планеты.

В ходе необратимого развития земной коры степень тектоно-магматической активности кольцевых структур постепенно затухала. Предполагается, что движения по кольцевым разломам могли влиять на формирование складчатых ансамблей архея, в меньшей степени на характер структур протерозоя и совсем в незначительной мере — фанерозоя.

Одной из особенностей кольцевых структур рассматриваемого района является приуроченность к их центральным частям магматических образований мантийного происхождения, а к периферийным зонам — гранитоидов корового типа. Не в меньшей степени этими же качествами обладают районы сопряжения смежных кольцевых структур и участки пересечения дуговых тектонических зон с линейными разломами.

Дуговые и овально-кольцевые тектонические зоны юго-востока Сибири оказались относительно стабильными структурными элементами современной литосферной континентальной плиты. Уничтожение кольцевых структур происходило в геологическом прошлом преимущественно в местах тектонической переработки протокры в зонах крупных надвигов и поддвигов.

Предполагается, что проявление кольцевых структур в современном ландшафте и в соответствии с этим степень их дешифрируемости на космических снимках находятся в прямой зависимости от интенсивности тепловых потоков, восходящих по системам дуговых и овоидно-кольцевых тектонических зон и способных проникать сквозь покровные комплексы пород.

Автор отдает себе отчет в дискуссионности некоторых положений, касающихся предлагаемой модели локализации магматизма и эндогенных месторождений, а также возможного генезиса кольцевых структур. Большую роль в дальнейшем решении этих проблем должны играть дистанционные методы изучения Земли и, в частности, дешифрирование космических снимков в совокупности с наземной проверкой выявленных объектов.

#### Литература

- Авдеев Л. В. О кольцевых структурах Земли.— В кн.: VI совещ. по пробл. планетологии, тез. докл., вып. 1. Л., 1968.
- Андрянов Н. Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2.
- Баскина В. А., Фаворская М. А. Протопланетные структуры Земли в процессах активизации.— В кн.: VI совещ. по пробл. планетологии, тез. докл., вып. 1. Л., 1968.
- Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. Некоторые результаты применения телевизионных изображений Земли, переданных из ближнего космоса, для изучения региональных геологических структур.— Сов. геология, 1972, № 9.
- Брюханов В. Н., Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Кольцевые структуры Земли.— «Природа», 1977, № 10.
- Гинтов О. В. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— Геотектоника, 1975, № 2.
- Глуховский М. З. О кольцевых структурах и линейных зонах разломов Алданского щита (по материалам дешифрирования телевизионных космических снимков).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Доливо-Добровольский А. В. К вопросу об изучении кольцевых структур на космических

- снимках.— В кн.: Исслед. природн. среды космич. средствами. Геол. и геоморфол., т. 2. ВИНТИ, М., 1974.
- Ельянов А. А., Моралев В. М.* Тектоническое положение Алданской и Южно-Верхоянской провинций ультраосновных щелочных пород.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 6.
- Карта аномального магнитного поля территории СССР. М-6 1 : 10 000 000 (ред. Н. М. Соловьева). ГУГК, М., 1968.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970.
- Левашов К. К.* Тектоническое развитие и магматизм Сетте-Дабана.— В кн.: Тектоника Сибири. М., «Наука», 1970.
- Лукашев Г. Н.* Дешифрирование кольцевых структур на космических фотоснимках юга Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Исследов. природн. среды космич. средствами. Геол. и геоморфол., т. 2. ВИНТИ, М., 1974.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н.* Геологическое строение центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Отнюков Н. И.* Тектоника Малоботуобинского района.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. М., «Наука», 1970.
- Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12.
- Павловский Е. В.* Происхождение и развитие земной коры материков.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Попова Г. З.* Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. II. М., «Недра», 1967.
- Соловьев В. В.* Морфоструктуры центрального типа в связи с некоторыми аспектами глобальной тектоники и металлогении.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.
- Ставцев А. Л.* Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6.
- Стрелков С. А.* К вопросу о кольцевых тектонических структурах на севере Сибирской платформы и времени их заложения.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967.
- Томсон И. Н.* О типах и происхождении кольцевых структур планет земной группы.— В кн.: VI совещ. по пробл. планетологии, тез. докл., вып. I. Л., 1968.
- Томсон И. Н., Ходак Ю. А., Хорошилов Л. В.* Кольцевые структуры Земли и Луны.— Сов. геология, 1968, № 9.
- Трифонов В. Г., Бызова С. Л., Ведешин Л. А., Деревянко О. С., Иванова Т. П., Копп М. Л., Кудрин Н. Н., Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Флоренский П. В.* Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли.— В кн.: Исслед. природн. среды космич. средствами. Геол. и геоморфол., т. 1. ВИНТИ, М., 1973.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972.
- Чижова Н. Г.* Применение морфоструктурного анализа для выявления кольцевых структур и их роли в локализации эндогенного оруденения.— Геоморфология, 1975, № 2.
- Яковлев Н. А., Скублова Н. В.* Дешифрирование космических снимков с целью выявления кольцевых вулcano-плутонических структур и изучения закономерностей их размещения.— В кн.: Исследов. природн. среды космич. средствами. Геол. и геоморфол., т. 2. ВИНТИ, М., 1974.

Объединение «Аэрогеология»  
Москва

Статья поступила  
10 ноября 1976 г.

УДК 552.16+552.12(231.9)

Г. М. ЗАРИДЗЕ, Д. М. ШЕНГЕЛИА

**МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ПАЛЕОЗОЕ  
БОЛЬШОГО КAVКАЗА В СВЕТЕ ТЕКТониКИ  
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

На основе материалов по Большому Кавказу рассмотрены стадийно протекавшие процессы магматизма, различного типа метаморфизма и гранитообразования плагногранодиоритовой и гранитной формаций на фоне развития орогенных поясов с позиции гипотезы тектоники плит. Отмечается, что на краю погружающейся литосферной плиты образовалась полоса метаморфических пород повышенного давления, тогда как высокотемпературный региональный метаморфизм низкого давления произошел в пределах континентальной коры в стадии складчатых деформаций на относительно малых глубинах.

Мнение о проявлении прогрессивного регионального метаморфизма в период складчатых деформаций защищают Н. П. Семененко (1966), А. А. Маракушев (1973), Дж. Саттон (Sutton, 1965), Ж. Обуэн (Aubouin, 1965), А. Миасиро (Miyashiro, 1972) и другие геологи. Отмечается, что метаморфизм не связан с прогибанием геосинклинали, как это некогда предполагали, а связан с ее орогенной деформацией, и что теория дотектонического регионального метаморфизма геосинклинали устарела.

Согласно гипотезе глобальной тектоники, высокотемпературный региональный метаморфизм протекает в орогенных поясах на краях литосферных плит и связан не просто с прогибами, а с такими из них (особенно сопровождающимися синседиментационным вулканизмом), которые впоследствии подвергаются деформации (складчатости), т. е. считается, что метаморфизм связан с поднятиями. Региональный метаморфизм высокого давления совершается в низкотемпературных условиях и является следствием поддвигания океанической коры вдоль зоны Бенъофа (Hamilton, 1969; Miyashiro, 1972). Метаморфизм горных пород дна океанов приурочен только к областям, расположенным под срединно-океаническими хребтами (Miyashiro, 1972, и др.), и объясняется процессом спрединга, т. е. перемещением литосферных плит по латерали от срединно-океанических хребтов.

Начиная с 1953 г. Г. М. Заридзе отстаивает вывод о том, что на Большом Кавказе прогрессивный региональный метаморфизм высокой степени происходил при складчатых деформациях геосинклиналей (Заридзе, Татришвили, 1953). При наиболее интенсивном проявлении высокотемпературного метаморфизма низкого давления формировались бедные калием гранитоиды, представленные плагногранодиоритами, плагногранитами, кварцевыми диоритами и другими разностями. В период нисходящих движений геосинклиналей возможен метаморфизм лишь в пределах фации зеленых сланцев. Богатые калием, содержащие калиевый шпат и относительно более низкотемпературные гранитоиды (гранодиориты, граниты и др.) возникали на поздней стадии деформации и образовывались обычно метасоматическим путем. Одновременно происходил регрессивный региональный метаморфизм. Восходящие растворы,

обусловившие этот метаморфизм, оставили свои следы в виде различных размеров и мощностей инъецированных образований, сложенных кварцем, кислым плагиоклазом и высокоупорядоченным калишпатом. Исследование ориентировки поверхностей сланцеватости кристаллических сланцев, перемежающихся с магматитами и порой микрогранитами, выявило унаследованные от тектонического плана геологического прошлого складчатые и разрывные структуры, свидетельствующие о том, что к началу регрессивного регионального метаморфизма исходные прогрессивно метаморфизованные породы уже были интенсивно деформированы. Возрастная последовательность формирования метаморфических пород и гранитоидов Большого Кавказа согласуется с данными радиогеохронологии.

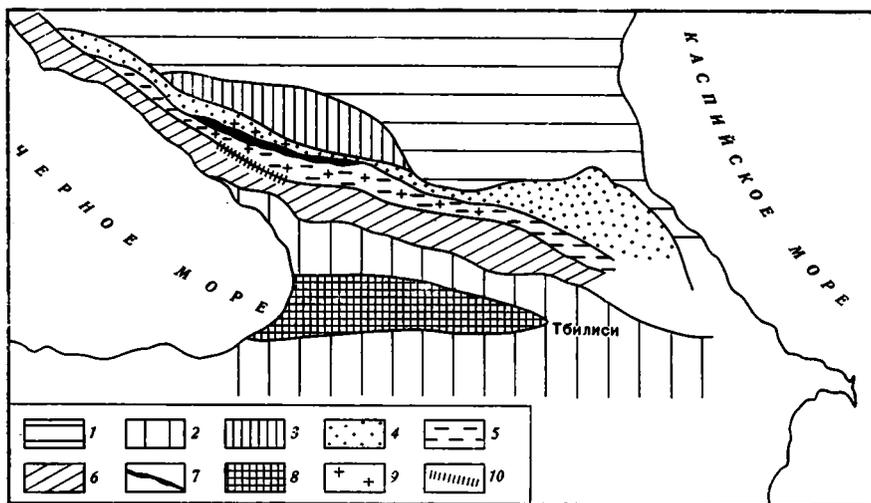


Схема строения Большого Кавказа

1 — эпигерцинская Скифская платформа, 2 — Закавказский срединный массив, 3 — Бечасынская зона, 4 — зона Передового хребта, 5 — зона Главного хребта, 6 — зона южного склона, 7 — зона корней (спрединга), 8 — Аджаро-Триалетская зона, 9 — метаморфические породы низкого давления и палеозойские гранитоиды, 10 — метаморфические породы умеренного и повышенного давления

Большой Кавказ является крайним северным складчатым сооружением Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского геосинклинального пояса (рисунок). К северу от него расположена эпигерцинская Скифская платформа, а к югу — Закавказский эпипалеозойский срединный массив. Средиземноморский геосинклинальный пояс заложился в начале байкальского цикла, а максимальное растяжение земной коры произошло в начале каледоно-герцинского цикла и вызвало разобщение единых Восточно-Европейского и Африкано-Аравийского кратонов. Проявления процессов растяжения отмечены в зонах Передового и Главного хребта, где происходили растяжения и разрывы эпибайкальской континентальной коры и формирование океанической коры (Khain, 1974; Хаин, 1975; Гамкрелидзе, 1976).

Досреднедевонская офиолитовая ассоциация (Северо-Кавказский офиолитовый пояс) зоны Передового хребта представляет собой по всем признакам реликт океанической коры. Офиолитовый пояс на глубине далеко продолжается на запад и на восток и маркирует южную границу Восточно-Европейской плиты (Смирнова, 1974; Хаин, 1975). Базит-гипербазитовый комплекс пород приурочен к основанию надвиговых пластин, совокупность которых Ш. А. Адамия (1968) назвал тектонической зоной корней. Этот исследователь полагает, что тектоническая позиция

и характер строения образований базит-гипербазитового комплекса определяют их былую принадлежность к третьему слою и верхней мантии эвгеосинклинального бассейна, характеризовавшегося земной корой океанического типа. Базит-гипербазитовые породы формировались в среднем палеозое (поздний силур — средний девон) в условиях растяжения морского дна эвгеосинклинальной зоны корней. Они тектонически надстраиваются вверх по разрезу толщами, представляющими собой аналоги первого и второго слоев разреза земной коры океанического типа. Базиты и гипербазиты офиолитовой ассоциации подвергались воздействию метасоматической гранитизации, возраст которой, 360 млн. лет (Афанасьев и др., 1969), отвечает позднему девону. С базитами и гипербазитами ассоциируют эклогиты (Татришвили, 1969, 1970; Афанасьев и др., 1969).

В конце ордовика или уже в течение силура эпибайкальская Скифская платформа подвергалась раздроблению, и в зоне Передового хребта Большого Кавказа возникла герцинская эвгеосинклиналь. В среднем палеозое вдоль южного ограничения зоны Передового хребта заложилась наклоненная к северу зона Беньофа (Хаин, 1975). По мнению И. П. Гамкрелидзе (1976), две гипотетические зоны Беньофа были расположены к северу и югу от Северо-Кавказского офиолитового пояса и, наклоненные соответственно к северу и югу, развивались в течение среднего и верхнего палеозоя. Авторы данной статьи допускают, что гипотетические сверхглубинные разломы (зона Беньофа), с активностью которых в герцинскую эпоху связаны интенсивная складчатость, региональный метаморфизм и гранитообразование в пределах Главного и Передового хребтов, были расположены под областью проявления метаморфизма повышенных давлений (см. ниже).

На Большом Кавказе установлено, что смена процессов растяжения сжатием земной коры обусловила проявление бретонской (раннеорогенной) фазы складчатости (Адамия, 1968; Гамкрелидзе, 1976). Тектонические события этой фазы вызвали образование островов — кордильер в зонах Главного и Переднего хребтов. В это время совершается региональный метаморфизм, реликты минеральных ассоциаций которого можно наблюдать в породах, образованных позже в результате регионального метаморфизма более высокой ступени, совпадающего с возникновением анатектических плагиогранодиоритов. Устанавливается, что породы доплагиогранодиоритового метаморфизма отвечали зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации (барический тип низкого давления). На это указывают следующие данные: 1) парагенетические минеральные ассоциации смятых в складки крупных ксенолитов и боковых пород, включенных в тела интрузивных (аллохтонных) палингенных гранитоидов плагиогранодиоритовой формации, соответствуют зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, за исключением контактово-метаморфизованных пород; 2) породы регионально метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации обнаруживают более древний аргоновый возраст, чем палингенные гранитоиды и анатектонические мигматиты высокой ступени амфиболитовой фации и 3) в составе пород плагиогранодиоритовой формации присутствуют анатектонические мигматиты высокотемпературной амфиболитовой фации.

Судетская фаза соответствует следующей стадии развития складчатого сооружения Большого Кавказа. С этой мощной фазой связаны интенсивные процессы складчатости и региональный метаморфизм низкого давления амфиболитовой (редко гранулитовой) фации с широким развитием плагиогматитов и богатых водой расплавов плагиогранитного и плагиогранодиоритового составов, отвечающих составам плутонических образований вулканических поясов островных дуг континентальных окраин. На Большом Кавказе не выражен парный пояс регионального метаморфизма высоких давлений, отвечающий зонам глубоководных

желобов. Возможно, что это объясняется замедленной скоростью погружения литосферной плиты. Как известно, многие исследователи полагают, что до позднего палеозоя литосферные плиты вообще имели меньшую мощность и перемещались более медленно. В таких условиях, по всей вероятности, должен был происходить региональный метаморфизм низкого и среднего давлений и, как предполагает А. Миасиро (Miyashiro, 1973), лишь случайно могли образоваться нетипичные глаукофановые сланцы.

Возможно также, что метаморфический пояс высоких давлений был значительно уже, чем ассоциировавший с ним пояс низких давлений, сопровождавшийся соответствующими гранитоидами, и погребен под чехлом молодых отложений. Однако Д. М. Шенгелиа и Д. Н. Кецховели в метаморфических породах, развитых в самой южной части зоны Главного хребта (среднепалеозойская лаштракская свита), обнаружили парагенезисы, характерные для метаморфических комплексов не только умеренных, но и повышенных давлений. Эти парагенезисы отвечают начальной промежуточной группе регионально метаморфизованных пород повышенных давлений с минеральными ассоциациями кианит-силлиманитового типа. В лаштракской свите, в частности, среди пород дистенсланцевой фации установлен реликтовый парагенезис хлоритоид — биотит — мусковит, свойственный зонам особо повышенных давлений и обычно ассоциирующий с глаукофан-лавсонитовыми и другими глаукофансодержащими сланцами, которые отвечают четвертому барическому подтипу метаморфизма (Miyashiro, 1961).

Авторы данной статьи полагают, что в результате судетской фазы сжатия в погружающейся литосферной плите сформировалась узкая полоса метаморфических пород повышенных давлений, впоследствии испытавших мощное воздействие паложеного относительно высокотемпературного метаморфизма умеренного и низкого давления. Можно думать, что в современном срезе эта полоса непосредственно соприкасается с метаморфическим поясом низких давлений.

На Большом Кавказе между предполагаемым вулканическим поясом островных дуг континентальной окраины геологического прошлого и желобом не выявлена неметаморфизованная брешь, в которой обычно располагаются либо горы, либо впадины с интенсивным осадконакоплением (Dickinson, 1971; Miyashiro, 1972). Возможно, что столь интенсивное сокращение расстояния между островодужным поясом и желобом является результатом смещения зоны Беньюфа в сторону островной дуги.

Процессы выборочного плавления, протекавшие в ходе судетской фазы складчатости при очень высоком парциальном давлении воды и высоком отношении  $Ab/An$  вызвали возникновение расплава преимущественно плагиоаляскитового состава. Субстрат обогащался анортиом. Уменьшение отношения  $Ab/An$  при повторном анатексисе, происходившем во время астурийской фазы складчатости, способствовало зарождению гранитоидного расплава, обогащенного калием (Шенгелиа, 1973).

Наиболее интенсивные проявления процесса микроклинизации были свойственны именно времени астурийской фазы (Шенгелиа, 1969). Установлено, что порфиробласты свежего микроклина содержат включения катаклазированных зерен кварца, плагиоклаза и обломки пород, превращенных в милонит, что интенсивная микроклинизация кристаллических сланцев, плагиогнейсов, катализированных и милонитизированных палингенных плагиогранитов и плагиогранодиоритов (Заридзе, Татришвили, 1953, 1959, и др.; Афанасьев, 1958; Шенгелиа, 1969) осуществляется значительно позже формирования всех этих пород. Уменьшение  $R_{H_2O}$  также приводит к обогащению анатектического расплава калиевым полевым шпатом, причем источником калия, вызвавшим региональную микроклинизацию субстрата Большого Кавказа, следует считать область анатексиса, ранее испытавшую мобилизацию кварц-альби-

того вещества. Одновременно происходит регрессивный региональный метаморфизм уже существовавших метаморфических пород. В данном случае растворы, вызвавшие гранитизацию пород кристаллического субстрата, имеют, по-видимому, коровое происхождение.

Следует, однако, принять во внимание расчеты, показывающие, что необходимое количество калия во многих случаях не может быть обеспечено за счет выщелачивания из вмещающих горных пород. Поэтому авторы допускают также возможность привноса части материала для образования гранитоидов (литофильные элементы), а также тепла из зоны Беньофа.

Суммируя изложенное, отметим, что самый ранний палеозойский метаморфизм низкого давления, связанный с нисходящими движениями геосинклинали Большого Кавказа, достигал, по-видимому, фации зеленых сланцев.

С бретонской фазой складчатости, обусловившей возникновение островов-кордильер в зонах Главного и Передового хребта, связан высокотемпературный доплагиогранодиоритовый метаморфизм фации эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной субфаций амфиболитовой фации, продукты которого в большей своей части были уничтожены последующими преобразованиями и сохранились лишь в реликтах.

Следующий региональный метаморфизм произошел в ходе наиболее мощной судетской фазы. Этот метаморфизм низкого давления был наиболее высокотемпературным. Он происходил одновременно или почти одновременно с формированием анатектических гранитоидов плагиогранодиоритовой формации в условиях амфиболитовой, реже гранулитовой фации. Продукты данного метаморфизма по типу и составу пород соответствуют образованиям вулканических поясов островных дуг континентальных окраин.

Завершающий метаморфизм на Большом Кавказе, связанный с движениями астурийской фазы,—регрессивный региональный метаморфизм, протекавший одновременно с формированием относительно низкотемпературных метасоматических микроклиновых гранитов по уже существующим горным породам.

Сверхглубинные разломы (зона Беньофа), интенсивное развитие которых происходило в герцинском цикле тектогенеза, располагаются, по-видимому, под областью распространения метаморфических пород умеренных и повышенных давлений, т. е. к югу от Северо-Кавказского офиолитового пояса. Эти метаморфические образования формировались, по всей вероятности, в глубоководных желобах в связи с развитием зоны Беньофа.

#### Литература

- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., вып. 16, 1968.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минерал. и геохимии АН СССР, вып. 20, 1958.
- Афанасьев Г. Д. и др. Эклогиты Передового хребта Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6.
- Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, «Мецниереба», 1976.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. К петрографии верхней части бассейна рек Большой и Малый Зеленчук.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. мин.-петр., т. 3, 1953.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудопроявления. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Смирнова М. Н. О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 3.
- Татришвили Н. Ф. Обнаружение пород эклогитовой фации на Северном Кавказе.— Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 56, № 3.

- Татришвили Н. Ф.* Об открытии эколлитов на Большом Кавказе.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа; опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Шенгелиа Д. М.* О характере кали-натровых полевых шпатов в верхнепалеозойских порфириобластических гранитах Северного Кавказа.— В кн.: Материалы Первого регионального петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1969.
- Aubouin J.* Geosynclines. Amsterdam — London — New York, Elsevier Publishing Company, 1965.
- Dickinson W. R.* Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and through settings between magmatic arcs and associated trenches.— In: Minato M. (ed.). Pacific Geology, v. 3. Tokyo, Tsukiji Shokan, 1971.
- Hamilton W.* Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, No. 12.
- Khain V. E.* Structure and main stages in the tectonomagmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation.— Amer. J. Sci., 1974, v. 274, No. 6.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, v. 2, No. 3.
- Miyashiro A.* Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. Amer. J. Sci., 1972, v. 272, No. 7.
- Miyashiro A.* Metamorphism and metamorphic Belts. London, George Allen and Unwin Ltd., 1973.
- Sutton J.* Controls of metamorphism. Edinburg and London, Oliver Boyd, 1965.

Геологический институт АН СССР  
Тбилиси

Статья поступила  
12 января 1977 г.

УДК 551.35(265)

Б. И. ВАСИЛЬЕВ, Э. Г. ЖИЛЬЦОВ, А. А. СУВОРОВ

**СТРОЕНИЕ ПРИОСЕВОЙ ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА**

По результатам промерных работ, сейсмопрофилирования и драгирования, выполненных в 1976 г., описаны рельеф, структуры осадочного слоя и состав пород, слагающих приосевую зону Курило-Камчатского желоба на участке между 148 и 154° в. д. Установлено наличие в основании островного склона линзы терригенных отложений, фашиально замещающихся пелагическими осадками океанического склона. Сделан вывод о значительном опускании осевой зоны желоба в позднем плиоцене — плейстоцене.

Летом 1976 г. экспедицией СахКНИИ на научно-исследовательском судне «Пегас» было сделано 14 пересечений Курило-Камчатского желоба на участке от 148 до 154° в. д., а также пройден один профиль вдоль оси желоба длиной 200 км (рис. 1). На всех профилях выполнялись промерные работы, непрерывное сейсмопрофилирование методом центрального луча, гравиметрия, а на профилях 1—5 и магнитометрия. На склонах желоба и на вале Зенкевича было выполнено драгирование.

Наличие на судне спутниковой навигационной системы и глубоководного эхолота НЭЛ-6 с регистрацией на ФАК-II, а также благоприятные погодные условия позволили получить довольно хорошую запись рельефа приосевой зоны желоба, что существенно дополняет имеющиеся данные (Затонский и др., 1961).

В юго-западной части района (рис. 2, профили 8, 1Б и 2Б) данные эхолотирования и сейсмопрофилирования допускают двойную трактовку рельефа осевой части желоба. Здесь на лентах НСП следятся две границы (рис. 3). Одна из них, образованная годографами дифрагированных волн, как бы продолжает островной склон, вторая располагается под ней, продолжая океанический склон. Такая картина может получиться при наличии хребта на островном склоне, к которому профили расположены под острым углом. Верхняя граница может быть боковым отражением от этого хребта, а истинным дном будет являться нижняя граница. Между островным и океаническим склонами в этом случае надо предполагать наличие очень крутого уступа высотой от 0,5 км (профиль 1Б) до 2 км (профиль 2Б). Выполненные нами расчеты показывают, что аналогичная картина может получиться и в результате последовательных отражений от бровки этого обрыва по мере приближения к нему судна.

Далее (профили 3Б—7Б) днище желоба имеет U-образную форму. Крутизна океанического склона до глубины 500 м от оси желоба составляет здесь 5—7°, островного — 7—10°, местами до 15°. В приосевой части оба склона выполаживаются до 1—3°. Ширина желоба на той же глубине 12—15 км. Ось желоба в направлении с юго-запада на северо-восток вначале погружается от 8500 до 9500 м (профиль 6Б), затем вновь поднимается до 9000 м (профиль 7). Данные о глубинах в желобе свыше 9600 м (Удинцев, 1959) не подтвердились, что отмечалось и ранее (Уо, 1976). U-образный профиль приосевой зоны желоба свидетельствует о незначительном количестве молодых осадков, что может быть связано с выносом их придонным течением, скорость которого достигает 3 м/с (Уо, 1976).

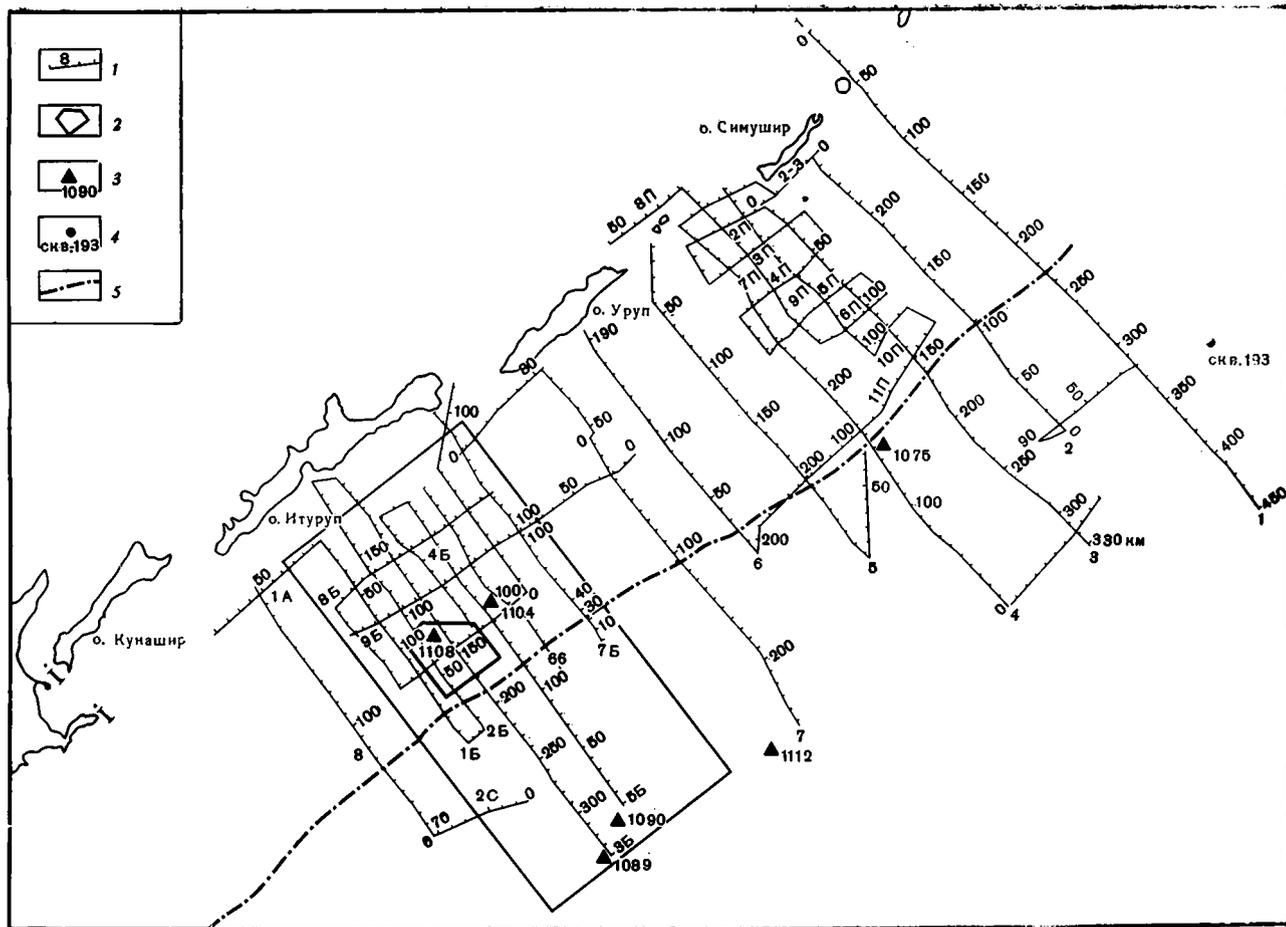
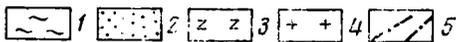
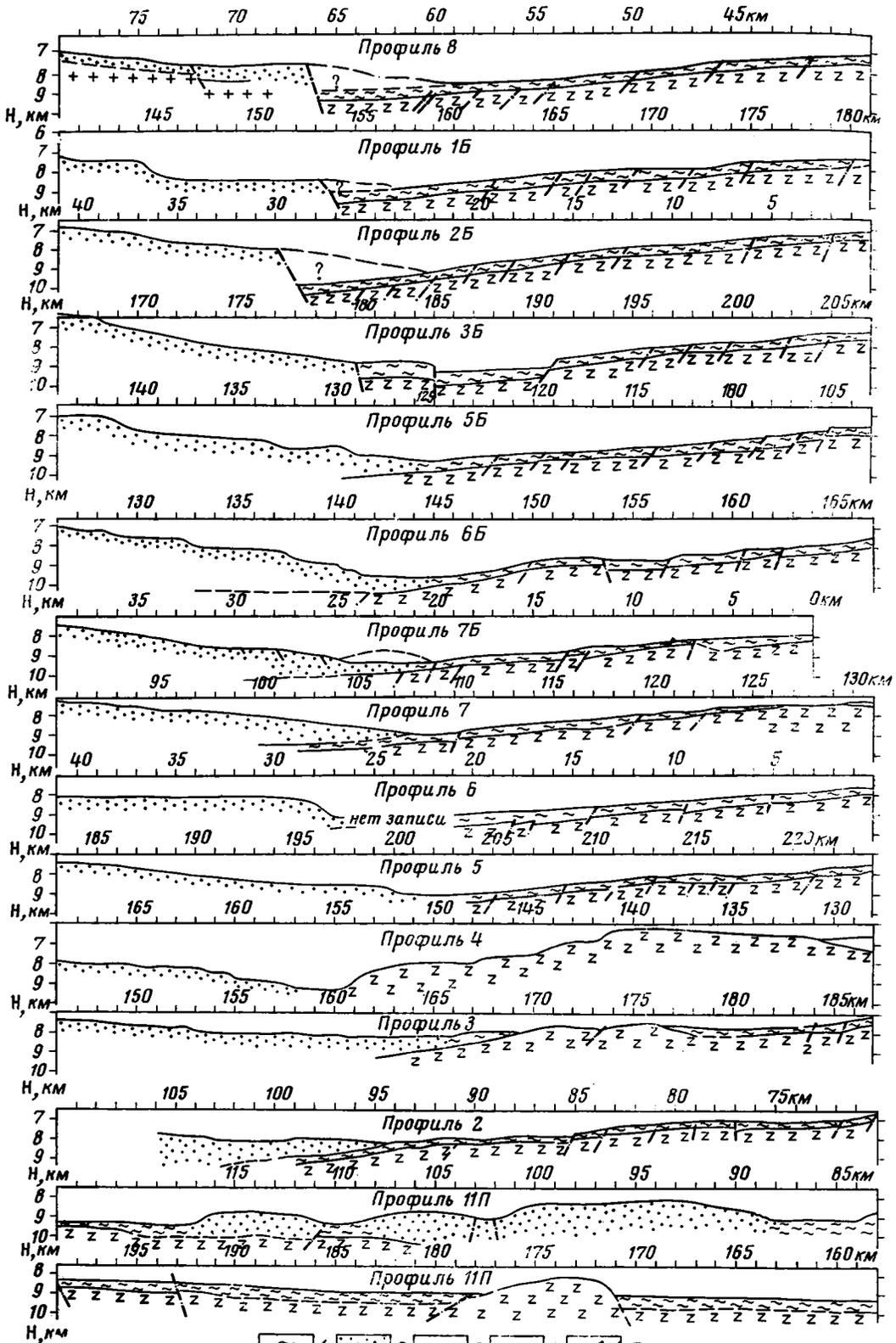


Рис. 1. Карта фактического материала  
 1 — комплексные геофизические профили, 2 — участок детальных работ К-2, 3 — станции драгирования, 4 — буровая скважина, 5 — ось желоба



В центральной части обследованного региона днище желоба имеет корытообразную форму, расширяясь в северо-восточном направлении от 1 до 4 км и погружаясь в этом же направлении от 9000 до 9600 м (профили 7—4). Крутизна склонов на этом участке максимальна — до 25—30°, а ширина на глубине 500 м от днища минимальна — 10—12 км. Корытообразная форма днища указывает на заполнение его осадками, что подтверждается и данными сейсмопрофилирования (профиль 11П).

В северо-восточной части региона приосевая зона имеет аномальное строение. Здесь она расширяется до 15—16 км и характеризуется появлением двух плоскодонных участков, разделенных пологим поднятием (профили 3 и 2). Далее она вновь сужается, приобретая корытообразную форму. Ось желоба на этом участке вначале довольно круто (2°) поднимается с 9600 до 8500 м, затем становится почти горизонтальной. Этот перегиб связан, по-видимому, с поперечным разломом, обнаруженным на внутреннем склоне желоба.

В ряде мест на склоне и в осевой части желоба наблюдаются пологие холмы и увалы высотой от 100—200 до 1000 м и шириной в основании до 3—5 км. Иногда увалы с островного склона вдаются на 3—5 км в сторону океанического и наоборот, в связи с чем ось желоба становится извилистой (см. рис. 2, пересечение профилей 4 и 11П).

Океанический склон желоба, судя по данным сейсмопрофилирования, имеет двухслойный разрез. Первый слой представлен сейсмически прозрачной толщей, в которой регулярные отражающие горизонты отсутствуют. Это является, вероятно, следствием деформации отложений, что коррелируется с рельефом фундамента. Последний выражен вершинами годографов дифрагированных волн, причем точки дифракции образуют полосу до 0,2 с, ниже которой сейсмический фон резко падает.

Первый слой (350—500 м), судя по материалам бурения в смежных районах (Initial Reports..., 1973, 1975), представлен миоцен-плейстоценовыми пелагическими диатомово-радиоляриевыми глинами с эрратическими валунами, прослоями и гнездами витрокластического пепла. Нижняя часть первого слоя и самая верхняя часть второго сейсмического слоя, по тем же данным, состоят из нижнемеловых цеолитовых глин с прослоями наннопланктонных илов и кремнистых сланцев. Эти породы, как указывают результаты бурения, залегают на сильно передробленных шаровых лавах палеотипных щелочных базальтов предположительно позднеюрского возраста.

Таким образом, сейсмические и геологические границы, по-видимому, не совпадают. Кровлей второго сейсмического слоя (сейсмического фундамента) служит прослой кремнистых сланцев в осадочной толще, экранирующих нижележащий разрез. Лишь на отдельных участках под ней наблюдаются отражающие границы на глубину около 0,1 с, что при скорости во вмещающих породах 2,8 км/с составляет примерно 250—300 м. Эта пачка может быть выделена как «промежуточный» сейсмический слой.

По данным проведенных нами драгирований на вале Зенкевича, в основании осадочной толщи также залегают шаровые лавы базальтов. Здесь на трех станциях (1089, 1090 и 1112) было поднято большое количество глыб и щебня коренных пород. Глыбы (10—40 см) изометричные, остроугольные, часто с притертыми поверхностями.

Базальты сильно трещиноваты, брекчированы; трещины заполнены красной тектонической глиной и монтмориллонитом. Часто встречаются глыбы с кавернозной поверхностью, покрытой черно-бурой пленкой гидроокислов железа, с миндалинами (0,1—3 см) и пустотами, частично

Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы приосевой зоны Курило-Камчатского желоба 1 — пелагические осадки, 2 — отложения островной дуги, 3 — второй слой, 4 — гранитно-метаморфический слой, 5 — разломы

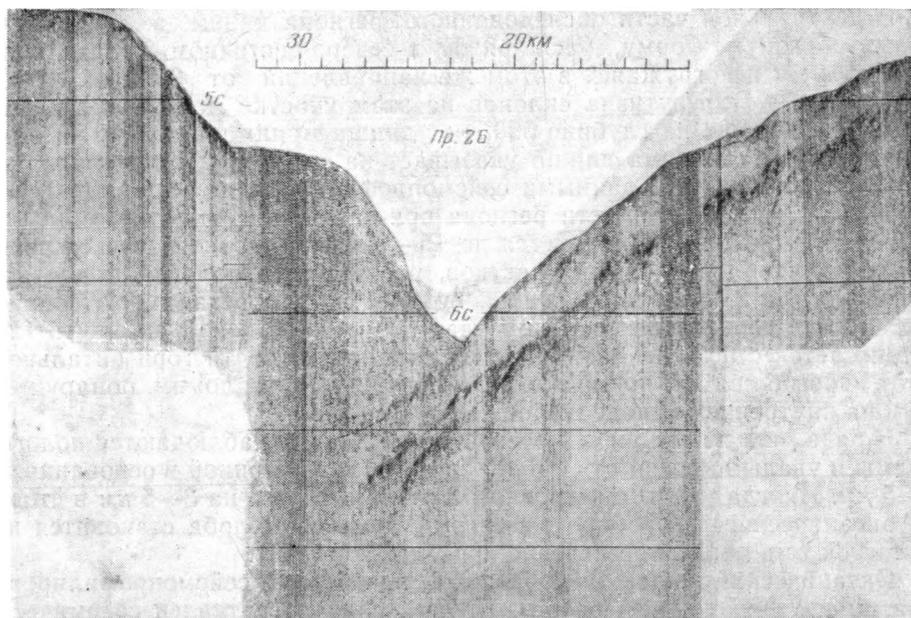


Рис. 3. Приосевой участок сейсмического профиля 2Б

или полностью выполненными цеолитами. Все это указывает на интенсивное сжатие, испытанное базальтами.

Среди базальтов преобладают сильно измененные афировые разновидности, состоящие из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены измененным пироксеном, агрегатом хлоритовых минералов, пелитовым веществом (монтмориллонит), точечными выделениями рудного минерала и, возможно, калиевым полевым шпатом.

По химическому составу они относятся к базальтам, трахибазальтам и трахиандезито-базальтам щелочного оливин-базальтового магматического типа. Для них характерно высокое содержание железа (11—13%), преимущественно в окисной форме, низкое содержание магния (1,5—2,5%), кальция (4—6%) и повышенное содержание щелочей, особенно окиси калия (до 5,12%). Содержание титана не превышает 1,15%, глинозема — 15,5—17,8%. Все анализы показывают высокое содержание конституционной воды (3,0—3,7%) и большие потери при прокаливании (2,96—4,05%).

Перечисленные особенности характерны для палеотипных базальтов дна океана, претерпевших значительное подводное выветривание. Сильная измененность базальтов не позволила получить сколько-нибудь уверенные данные об их радиологическом возрасте К—Аг-методом. Полученные в лаборатории Приморского геологического управления даты в 31,6 и 41 млн. лет явно занижены.

В приосевой части желоба сейсмоакустический фундамент обнажается в нижней части океанического склона в северо-восточной части района (см. рис. 2, профили 3 и 4), а также на отдельных холмах в его тальвеге (профиль 11П). На профиле 4 было проведено драгирование (ст. 1075, глубина 9500—8500 м), при котором поднято очень небольшое количество алевритового песчанистого ила. Песчаная фракция (до 30%) представлена кристаллами (до 2 мм) плагиоклазов, ромбического и моноклинного пироксена, роговой обманки, кварца и рудного минерала. Связующая масса — бурое аморфное вещество кремнисто-хлорито-глинистого состава с остатками разложившихся панцирей диатомей. Возмож-

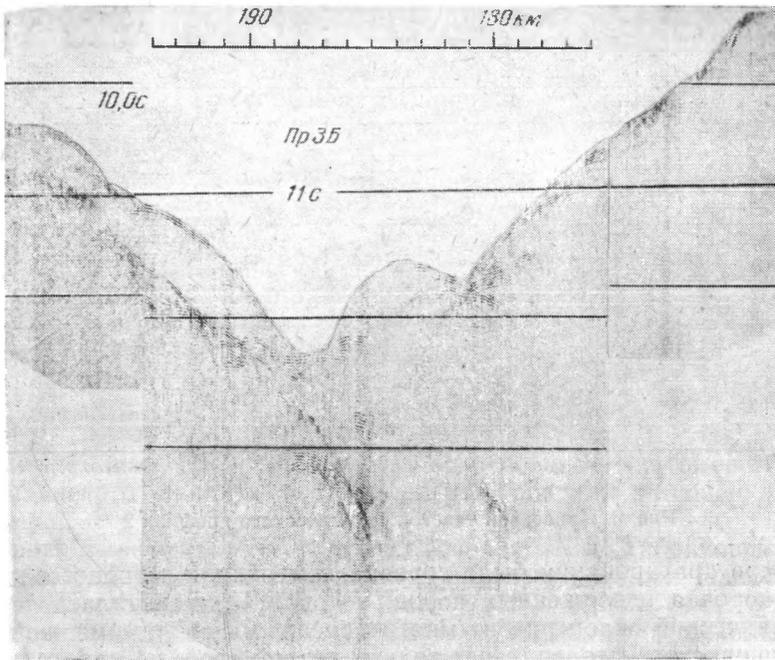


Рис. 4. Приосевой участок сейсмического профиля 3Б

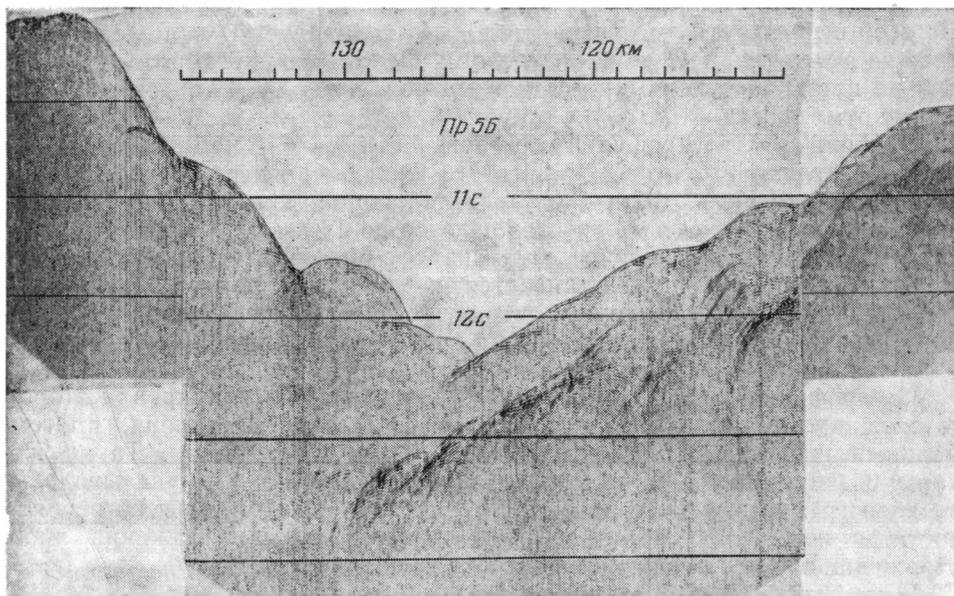


Рис. 5. Приосевой участок сейсмического профиля 5Б

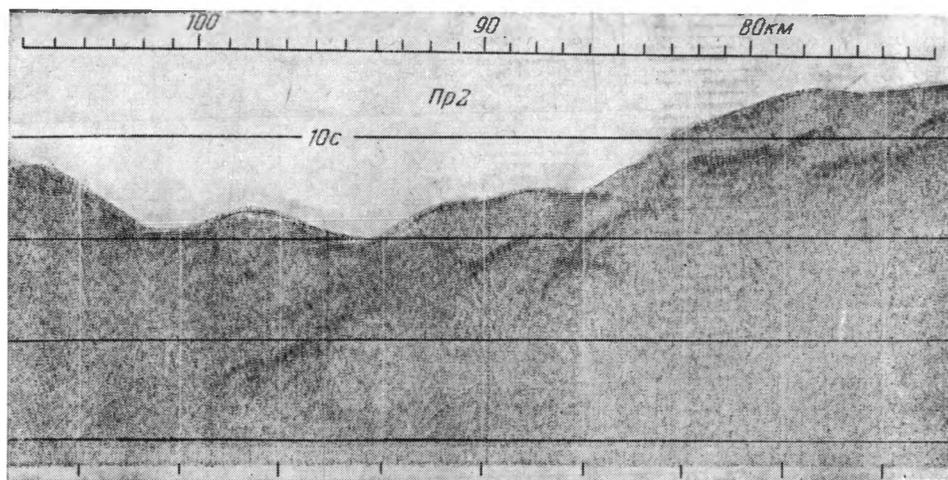


Рис. 6. Приосевой участок сейсмического профиля 2

но, что при драгировании была сорвана измененная в процессе гальмиролиза корочка изверженных пород, которая перемешалась с илами.

Океанический склон разбит многочисленными разломами типа сбросов, большинство которых сечет только второй слой, но некоторые пересекают и первый, выражаясь в рельефе в виде уступов высотой 50—200 м. Плоскости почти всех разломов наклонены к оси желоба под углами от 30 до 60°. Расстояние между ними 1—5 км.

В днище желоба по данным наблюдений, выполненных при погружении батискафа «Архимед», в районе нашего профиля 6Б развиты желтые илы, легко взмучивающиеся при движении аппарата (Уо, 1976). По всей вероятности, это самые молодые (голоценовые) отложения, начавшие заполнять осевую часть желоба. Однако мощность этих отложений не превышает первых десятков метров, поскольку на лентах НСП они не отмечаются.

На большинстве профилей в осевой части желоба наблюдается погружение кровли второго сейсмического слоя океанического склона под островной (см. рис. 2, 3, 4, 5 и 6). Отражающая граница, продолжающая кровлю второго слоя, прослеживается до 12 км от оси желоба и на глубину до 2 с от поверхности дна. Вначале она сохраняет наклон в 5—7°, затем постепенно выполаживается и становится почти горизонтальной. Однако если предположить, что скорость в перекрывающих эту границу отложениях несколько больше 1,5 км/с, то истинный ее наклон сохраняется (5—7°).

На профилях 8, 1Б и 2Б (см., например, рис. 3) кроме кровли второго слоя прослеживается и продолжение поверхности склона, причем мощность первого слоя и его наклон (5—7°) сохраняются. Такая же картина наблюдается и на профиле 2 (рис. 6). Как уже указывалось, верхняя граница на этих профилях представляет собой, по всей вероятности, не истинную поверхность дна, а либо боковые отражения, либо отражения от бровки уступа на островном склоне.

В геофизических полях осевая часть желоба в виде аномалий не выражается. Возможное объяснение этому дано ниже.

Нижняя часть островного склона (Приосевой блок) включает тектоническую ступень, расположенную на глубине 6500—6800 м, пологохолмистая поверхность которой плавно переходит в неровный, местами террасированный склон, спускающийся к оси желоба. В нижней части Приосевого блока отражающие границы были получены только на профиле 8, который пройден при повышенной мощности источника возбуждения

упругих колебаний (до 12—15 кдж). На этом профиле на расстоянии 10—25 км от оси желоба наблюдается граница, представленная короткими отражающими площадками, образованными вершинами годографов дифрагированных волн, по интенсивности уступающая отражениям от дна. Эта граница прослеживается параллельно дну на 0,5—0,8 с, что при скорости во вмещающих породах, равной 1,6 км/с, составит 0,8—1,2 км.

Более подробно изучена структура верхней части Приосевого блока на полигоне К-2 (см. рис. 1), где нами были проведены детальные работы с целью выбора мест заложения буровой скважины по Международному проекту океанического бурения (ИПОД). Здесь, по данным НСП, выделяются две толщи. Верхняя толща мощностью до 200—300 м приурочена к выположенным участкам дна и заполняет понижения в кровле второй толщи. В ней прослеживается ряд четких протяженных границ, поднимающихся к бортам прогибов, выполненных этой толщей. По данным драгирования (ст. 1104) она представлена светло-серыми и желтовато-серыми плотными диатомовыми глинами, туфодиатомитами и туфопесчаниками, возраст которых на основании диатомового и спорово-пыльцевого анализа установлен как поздний плиоцен — ранний плейстоцен.

Спорово-пыльцевой спектр, по заключению Л. А. Табояковой, характеризуется однообразием и бедностью видового состава. Наиболее часто встречается пыльца *Picea sp.*, *Pinus s/g Haploxylon*, *Pinus cf. pumila* Мауг. Единична пыльца *Abies sp.*, *Larix sp.*, *Betula sp. sec. Nanae*, *Betula ermani* Chan., *Almis sp.*, а также споры *Sphagnum sp.*, *Lycopodium sp.* и *Bolipodiaceae gen. indet.* Этот спектр отражает ассоциацию темнохвойных лесов умеренно холодного климата и характерен для конца плиоцена — начала плейстоцена.

Такой же возраст установлен В. П. Болдыревой на основании изучения комплекса диатомей, который характеризуется обедненным видовым составом морских диатомовых водорослей с преобладанием *Stephanopyxis aff. horridus* Koizumi, *Thalassiosira zabelinae* Jouse, *Th. excentrica* (Ehr.) Cl., *Th. gravida f. fossilis* Jouse, *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Actinocilus aff. okulatus* Jouse, *Rhizosolenia aff. oculoetus* Jouse, *Rh. hebetata f. hiemalis* Gran., *Denticula seminae* Simonsen et Kanaya, *D. kamtschatica* Zab. и др. Сохранность панцирей диатомей плохая, часты обломки. Кроме того, встречаются радиолярии и спикулы губок. В глинах и туфодиатомитах наблюдаются трубчатые норы беспозвоночных животных диаметром до 1 см, которые, по заключению Р. Ф. Геккера, «... хорошо известны от ископаемых животных, рывшихся в мелководных условиях».

Нижняя толща слагает большую часть Приосевого блока. Мощность ее изменяется от 0,8 до 2,8 с, а подошва представлена многофазными отражениями, осложненными большим количеством дифрагированных волн, что указывает на ее неровность и наличие крутых перегибов. Внутри толщи прослеживаются слабые по интенсивности отражения. Короткие границы, образованные вершинами годографов дифрагированных волн, наличие осей синфазности различного направления, прерывистая запись отраженных волн и ряд других особенностей указывают на значительную дислоцированность отложений.

Наблюдаются также крутопадающие границы, пересекающие всю толщу. Эти границы, представленные группами отражений, осложненных дифрагированными волнами, прослеживаются до 0,3—0,4 с и, по-видимому, представляют собой разломы.

По данным драгирования (ст. 1108), верхняя часть этой толщи представлена гравелистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфогравелитами. В аналогичных породах, развитых выше по склону, были обнаружены спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы, характерные

для среднего миоцена. Хотя описанные грубообломочные отложения установлены нами только в верхней части Приосевого блока, характер сейсмической записи дает основание предполагать, что ими сложена и остальная часть Приосевого блока. Последний, таким образом, может рассматриваться как осадочная линза, расположенная в нижней части островного склона желоба.

Сейсмоакустический фундамент, подстилающий осадочную толщу в верхней части Приосевого блока, по данным драгирования представлен метаморфизованными осадочными и кремнистыми породами предположительно доверхнемелового возраста и верхнемеловыми вулканогенными породами среднего состава.

Изложенные данные подтверждают представление о том, что приосевая зона желоба разделяет области, имеющие различное строение и различную историю развития. В то же время эта граница, по крайней мере в верхней части земной коры, не является резкой, а имеет характер фациального перехода. Мелководные грубообломочные отложения, слагающие линзу в приосевой части островного склона, постепенно уменьшаясь в мощности, замещаются пелагическими отложениями океанического склона желоба.

Максимальная мощность осадочной линзы отмечена в 15—20 км северо-западнее оси желоба, что подтверждается и гравиметрическими наблюдениями. К этой зоне приурочено относительное уменьшение величины силы тяжести. Следовательно, осевая часть желоба в начале формирования осадочной линзы располагалась ближе к островам, а затем по мере заполнения осадками оттеснялась на юго-восток.

Если принять среднюю мощность осадочной линзы в 2 км, а ее ширину в 40 км, то объем осадков на 1 км протяженности желоба составит 80 км<sup>3</sup>. Принимая неогеновый возраст пород, слагающих эту линзу, можно рассчитать, что скорость осадконакопления составляла в среднем 10 см за 1000 лет, что характерно для материковых окраин. Такая высокая скорость осадконакопления могла быть обеспечена только при наличии поблизости крупной области сноса, подвергавшейся интенсивному размыву. По-видимому, эта область располагалась на месте верхней и средней частей островного склона, ныне опущенных на значительную глубину. Это дает основание считать, что и приосевая зона желоба испытала недавнее опускание на 3—4 км, причиной которого могло явиться растяжение земной коры с образованием сбросов на склонах желоба.

Таким образом, время образования Курило-Камчатского желоба в общем совпадает с этапом «новой тектонической активизации» (Белюсов, 1976), в течение которого сформировались современные горные хребты (Кавказ, Тянь-Шань, Кордильеры и др.).

#### Литература

- Белюсов В. В. Геотектоника. Изд-во МГУ, 1976.  
Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В кн.: Океанологические исследования, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.  
Удинцев Г. Б. Новые данные о глубинах океанических желобов.— Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 3.  
Уо Ж. 20 лет в батискафе. Л., Гидрометеоздат, 1976.  
Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. National Sci. Foundation, Washington, D. C., 1973, v. XIX.  
Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. National Sci. Foundation, Washington, D. C., 1975, v. XXXII.

УДК 551.24 : 550.361

Е. И. ПАТАЛАХА, А. И. ПОЛЯКОВ, Н. Н. СЕВРЮГИН

**РОЛЬ МЕХАНИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ТЕРМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ  
ЗОН КРУПНЫХ РАЗЛОМОВ**

Исследуется вопрос о выделении вторичного механического тепла в зонах разломов. Показано, что уровень тепловой энергии на глубинах свыше 5 км достаточен для метаморфизации пород, на глубинах свыше 20—30 км — для их частичного плавления. Объяснены основные закономерности геологического строения и термодинамического режима приразломных зон.

**СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ**

С каждым годом все более явственно вырисовывается огромная роль разломов в строении и эволюции земной коры. Разломы как генераторы складчатости, как локализаторы разнообразных магматических тел и целых поясов (плутонических, вулканических, вулканоплутонических), как концентраторы руд эндогенных полезных ископаемых, как фациальные (формационные) барьеры, как зоны высокого уровня метаморфизма, как сейсмотектонические линеаменты, как зоны повышенного теплового потока и т. д. — таков далеко не полный перечень тех функций, которые выполняют разломы в ведущих геологических процессах, как в платформенных, так и особенно в геосинклинально-складчатых областях (Пейве, 1945; Щерба, 1955; Суворов, 1968; Паталаха, 1971; Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Добрецов и др., 1966).

Вместе с тем, несмотря на высокую изученность разломной тектоники, конкретная роль ее остается достаточно туманной и не вполне отчетливо очерченной в складкообразовательных, магматических, рудогенетических и метаморфических процессах прежде всего из-за обычной недостаточной вскрытости крупнейших разломов по вертикали, а также вследствие чрезвычайно слабой тектонофизической изученности разломов на различных горизонтах земной коры, при разных  $P$ — $T$ -условиях. В итоге в геологической литературе применительно к эндогенным рудномагматическим и метаморфическим процессам разломам обычно приписывается роль пассивных отдушин, соединяющих глубокие нижние горизонты тектоносферы с верхними и обеспечивающих подъем разного рода магм и флюидов снизу вверх.

Исключая рифтовые и орогенные зоны, в большинстве случаев разломы геосинклинально-складчатых областей функционируют в условиях интенсивного тектонического и, кроме того, литостатического сжатия. Только в приповерхностных горизонтах коры мы наблюдаем крупные разломы в форме концентрированных швов с зеркалами скольжения и глинками, в какой-то мере снижающими трение вдоль швов. Что же касается формы проявления разломов на более глубоких горизонтах (в условиях повышенных  $P$ — $T$ -условий), то там они выражены более или менее мощными зонами расланцевания, течения, динамо- и динамотермального метаморфизма пород (например, зоны смятия). Есть все основания думать, что на более глубоких горизонтах разломы проявлены скорее динамически, чем структурно, и представляют собой

зоны непрерывного смещения, разрушения и самозалечивания, т. е. зоны вязкопластического течения. Прекращение смещений означает рассасывание разлома и его структурное исчезновение в обычном геологическом понимании (Белоусов, 1966; Паталаха, 1967). Иными словами, выраженные в близповерхностных слоях коры рассеянными трещинами на несколько более глубоких уровнях (в несколько километров) разломы превращаются в концентрированные швы с зеркалами скольжения и глинками трения, на еще более глубоких срезках — в зоны расланцевания (рассеянного вязкопластического течения), ширина которых в глубь коры прогрессивно возрастает и, вероятно, уже на уровне амфиболитовой фации метаморфизма сами разломы носят «блуждающий» характер зон, ветвящихся в широких пределах. В свете современных данных о состоянии вещества астеносферы есть все основания считать, что масштаб самых крупных глубинных разломов (кроме зон Бенюфа) ограничивается снизу ее кровлей.

Принимая во внимание намечающуюся геологическую модель крупных разломов, трудно в настоящее время отвести им лишь пассивную роль в метаморфических и рудномагматических процессах. В самом деле, как, например, с этой точки зрения объяснить тот факт, что гранитоидные магматические пояса, явно корового происхождения, образуют повсеместно в складчатых областях настолько широкие зоны, что их масштаб выходит далеко за пределы тех крупных региональных трещин и даже целых фациальных зон, с которыми связывается предположительно внедрение самих гранитоидных магм и которые картируются непосредственно геологическими методами (например, герцинский Казахстан). Более того, концентрированной приуроченности к крупным разломам избегают не только пояса, но и частные гранитоидные плутоны, локализующиеся, вообще говоря, довольно произвольно. Приблизительно такая же, хотя и менее резко выраженная картина несоответствия структурного каркаса разломной тектоники и закономерностей локализации плутонов отмечается применительно к породам основной состава. Исключение составляют, пожалуй, крупные гипербазитовые (офиолитовые) пояса мантийного происхождения. Общеизвестен факт контроля крупными разломами эндогенных рудных поясов, узлов, полей. Однако конкретные рудные залежи и месторождения опять-таки «отскакивают» от разломов, локализуясь, как правило, в оперяющих небольших трещинах, особенно висячего бока «рудоподводящих» разломов. Широко известен также локальный, сопряженный с конкретными крупными разломами, зональный метаморфизм, примеры которого множатся с каждым годом (например, в Казахстане, Северном Тянь-Шане, Мугоджарах). Во многих случаях констатируются связанные с едиными разломами переходы по горизонтали пород почти неметаморфизованных в породы зеленосланцевой фации метаморфизма, а последних в метаморфиты амфиболитовой фации, сопровождаемые участками гранитизации, в рамках очень узких мощностных и возрастных интервалов (например, средний — верхний девон Иртышской, Северо-Восточной зон смятия и Курчумского антиклинория Алтая).

В связи с крупнейшими разломами выявлены специфические метаморфические фации сверхвысоких давлений, требующих для своего возникновения гидростатических нагрузок, на 10—20 *кбар* превышающих литостатическое давление (Miyashiro, 1961; Глебовицкий, 1973). Причем сверхбарические фации метаморфизма характеризуются температурами, характерными для обычной зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (глаукофан-лавсонитовая фация). Такие фации в рамках концепции новой глобальной тектоники рассматриваются как характерный элемент современных и ископаемых зон поглощения

Беньофа, трактуемых в качестве гигантских тектонических швов подвижного типа.

Все изложенное заставляет еще раз задуматься над самой сущностью внутреннего тектонофизического развития разломов как зон концентрированного вязкопластического течения и уяснения собственной значимости их как генераторов тепловых и динамических эффектов, предопределяющих специфику термодинамического режима, фиксируемую геологическими методами.

В настоящем сообщении предпринимается попытка оценки возможного уровня тепловыделения в зонах относительного смещения блоков по разломам. Нетрудно видеть, что это лишь фрагмент общей широкоплановой проблемы генерации тепла в тектонических процессах, которая до настоящего времени остается практически неразработанной. Отдельные оценки теплового эффекта при деформации пород производились многими исследователями, но, как замечают П. Н. Кропоткин и Б. Г. Поляк (1973), они носят крайне приближенный, разноречивый характер. И хотя такие ученые, как В. И. Вернадский (1954), П. Н. Кропоткин (1941), А. В. Пейве (1961), отводили теплу вторичного термомеханического происхождения важную роль, отсутствие количественного определения уровня тепловой энергии приводило к тому, что все построенные концепции носили чисто умозрительный обобщающий характер. По той же причине не существовало возможности проведения конкретных, доказательных не только геологических, исследований по взаимосвязи таких явлений, как тектоника, магматизм метаморфизм. Более того, наметилась тенденция к умалению роли механического тепла. И если В. И. Вернадский утверждал, что тепло, выделяемое при тектонических движениях, «может вызвать нагревание и даже плавление твердых земных масс» (1954, стр. 684), то по мнению Ю. М. Шейнманна (1968), такая гипотеза фантастична.

Понятно, что в данной ситуации первостепенное значение имеет принципиальное решение вопроса о значимости вторичного механического тепла в тектонических процессах. Поэтому принимаемые ниже расчетные схемы предельно упрощены. Не учитываются многие корректирующие факторы природных процессов, как, например, снижение трения в верхних горизонтах земной коры за счет наличия поровых вод, изменение коэффициентов теплопроводности и теплоемкости горных пород при нагревании и т. п. Погрешности принятых допущений укладываются в рамки неточностей расчетных схем, и учет их в данной разработке был бы неоправдан.

Существенным моментом является снижение прочностных свойств пород при нагревании. Однако, если приращения температур невелики, падением прочностных свойств можно пренебречь, если же велики, то результат говорит сам за себя, и при формулировке тектонических выводов можно руководствоваться уже логическими соображениями.

Некоторые трудности представляет собой оценка мощности тепловыделения при деформировании, протекающие главным образом из-за незнания механических характеристик поведения вещества горных пород при медленных деформациях и в конкретных природных условиях. Имеющиеся отдельные работы по изучению кривых ползучести (Griggs, 1936, 1940; Кузнецов, 1947) основаны на методически несовершенных опытах и никак не могут быть перенесены на природные объекты. Более того, определяемые по кривым ползучести значения коэффициентов эффективной вязкости идут вразрез со всей совокупностью геологических и геофизических данных (Балакина и др., 1967; Hast, 1967, и др.), указывающих на существование чрезвычайно высоких, измеряемых тысячами килограммов на квадратный сантиметр, надлитостатических напряжений в земной коре. Совпадение областей

тектонической активности с зонами аномально-высоких напряжений, перпендикулярность максимальных сжимающих напряжений горным хребтам, а максимальных растягивающих — рифтовым зонам заставляют связывать тектоническую жизнь с существованием поля упругих напряжений (Кропоткин, 1971). Изложенные соображения позволили авторам принять, в качестве первого приближения, прочностные характеристики горных пород близкими полученным в лабораторных условиях.

Наконец, мы хотели бы отметить, что несмотря на постоянный интерес к поставленной проблеме, полученные результаты оказались несколько неожиданными и для авторов; кроме того, появление большого количества зарубежных работ, посвященных термомеханическим эффектам и расчетам полей температур в зонах субдукции (McKenzie, 1969; Griggs, 1970; Toksöz, Minear Gulian, 1971, и др.), в значительной мере стимулировали подготовку данной рукописи к публикации.

Ниже мы приводим расчеты полей возможных приращений температур, возникающих в результате движений по разломам, залегающим горизонтально либо вертикально и наклонно.

### ТЕПЛО, ГЕНЕРИРУЕМОЕ В ЗОНАХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ (ШАРЬЯЖИ, ПОКРОВЫ И Т. П.)

В этом случае выделение тепла в зоне смещения можно рассматривать как действие непрерывного плоского горизонтального источника тепла. Температурное поле от действия непрерывного плоского источника  $\Delta T = \Delta T(y, t)$  можно рассматривать как возмущающее некоторое

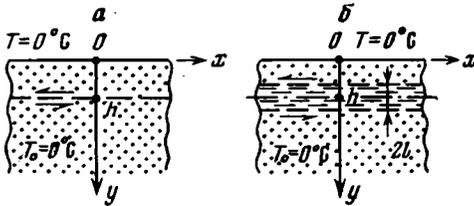


Рис. 1. Расчетные схемы для определения поля температур в области горизонтального тектонического контакта: а — случай сухого трения, б — наличие зоны пластического течения

стационарное распределение температур в верхних слоях Земли  $T_1 = T_1(y)$ , т. е. пользоваться принципом суперпозиции

$$T = T_1(y) + \Delta T(y, t); \quad (1)$$

$T$  — результирующее поле температур,  $y$  — глубина, отсчитываемая от дневной поверхности,  $t$  — время.

Поскольку, несмотря на значительные вариации теплового потока, температура близ поверхности практически постоянна и в среднем равна  $0^\circ\text{C}$ , задача сводится к определению температурного поля полубесконечного пространства (рис. 1, а) с поддерживаемой нулевой температурой поверхности, нулевой начальной температурой  $T_0 = 0^\circ\text{C}$ , в котором, начиная с некоторого момента времени  $t_0 = 0$ , действует на глубине  $h$  непрерывный плоский источник тепла постоянной мощности  $N$ .

Распределение температур от непрерывного плоского источника, действующего в плоскости  $y = h$ , в бесконечном теле дается выражением (Карслоу, Егер, 1964, стр. 258):

$$\Delta T = N \left( \frac{t}{\pi a} \right)^{0.5} \exp \left[ - \frac{(y-h)^2}{4at} \right] - \frac{N |y-h|}{2a} \Phi^* \left[ \frac{|y-h|}{2\sqrt{at}} \right], \quad (2)$$

в котором  $a$  — коэффициент температуропроводности, а  $\Phi^*(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_y^\infty e^{-\xi^2} d\xi$ . Помещая в плоскости  $y = -h$  равномошный сток и нала-

гая температурные поля от источника и стока, получим решение нашей задачи, так как граничное условие  $T=0$  при  $y=0$  в силу симметрии удовлетворится автоматически. Решение имеет следующий вид:

$$\Delta T = N \left( \frac{t}{\pi a} \right)^{0,5} \left\{ \exp \left[ -\frac{(y-h)^2}{4at} \right] - \exp \left[ -\frac{(y+h)^2}{4at} \right] \right\} + \frac{N}{2a} \left\{ (y+h) \Phi^* \left[ \frac{y+h}{2\sqrt{at}} \right] - |y-h| \Phi^* \left[ \frac{|y-h|}{2\sqrt{at}} \right] \right\}. \quad (3)$$

В верхних горизонтах земной коры до глубин в 5—10 км возможно хрупкое разрушение и скольжение одних массивов горных пород отно-

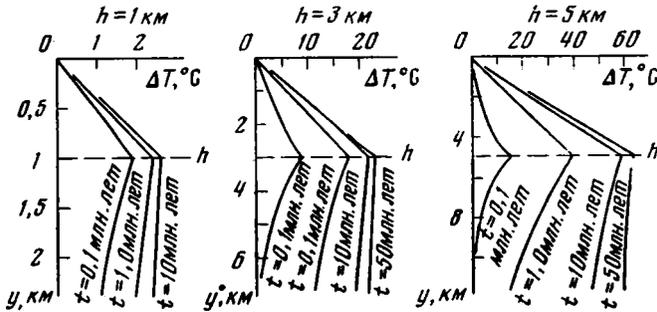


Рис. 2. Приращения температур  $\Delta T$  при сухом трении и скорости смещения  $v=1$  см/год

сительно других. Нетрудно установить, что выделяемое при этом количество тепла с единицы площади в единицу времени

$$q = q_c = k_1 k_2 \rho g h v; \quad (4)$$

$k_1$ — коэффициент трения горных пород,  $k_2=2,39 \cdot 10^{-8}$  кал/дин·см — тепловой эквивалент механической работы,  $g$ — ускорение свободного падения,  $v$ — скорость смещения аллохтона относительно автохтона. Мощность теплового источника

$$N = N_c = \frac{q_c}{\rho c} = \frac{1}{c} k_1 k_2 g h v; \quad (5)$$

$c$ — удельная теплоемкость. Принимая  $a=0,012$  см<sup>2</sup>/сек,  $c=0,23$  кал/г·град,  $k=1$ ,  $g=10$  м/сек<sup>2</sup>,  $v=1$  см/год, по выражениям (3), (5) можно рассчитать поля приращений температур  $\Delta T$  для различных глубин и интервалов времен смещения (рис. 2). Как показал расчет, приращения температур до глубины плоскости смещения в 3—4 км незначительны и составляют для скоростей  $v=1$ —5 см/год первые единицы-десятки градусов. На глубине в 5 км при  $v=5$  см/год,  $\Delta T$  достигает уже 300° С. Учитывая, что температура  $T_1$  на этой глубине, обусловленная нормальным геотермическим градиентом в 30 град/км, составляет 150° С, можно заключить, что приращения температур уже достаточны для проявления низших степеней метаморфизма.

В нижних горизонтах земной коры литостатическое давление превосходит предел прочности горных пород и смещение блоков относительно друг друга происходит по узким зонам пластического течения (см. рис. 1, б). В этом случае количество тепла, выделяемое в единице

объема зоны течения в единицу времени, определится по формуле

$$q = q_{\tau} = k_2 \tau_{\tau} \frac{v}{2l}. \quad (6)$$

Здесь  $\tau_{\tau}$  — предел текучести, равный пределу прочности,  $2l$  — ширина зоны течения. Для определения поля приращений температур воспользуемся решением задачи для полубесконечной области  $y > 0$ , начальная температура которой равна нулю, тепловой поток на поверхности  $y = 0$  отсутствует, а в слое  $0 < y < l$  в единицу времени в единице объема выделяется постоянное количество тепла  $q$  (Карслоу, Егер, 1964, стр. 84).

$$\Delta T = \frac{aqt}{K} \left\{ 1 - 2i^2 \Phi^* \left( \frac{l-y}{2\sqrt{at}} \right) - 2i^2 \Phi^* \left( \frac{l+y}{2\sqrt{at}} \right) \right\} \text{ при } 0 < y < l, \quad (7)$$

$$\Delta T = \frac{2aqt}{K} \left\{ i^2 \Phi^* \left( \frac{y-l}{2\sqrt{at}} \right) - i^2 \Phi^* \left( \frac{y+l}{2\sqrt{at}} \right) \right\} \text{ при } y > l; \quad (8)$$

$K$  — коэффициент теплопроводности,  $i^n \Phi^*(y) = \int_y^{\infty} i^{n-1} \Phi^*(\xi) d\xi$  ( $n = 1, 2, \dots$ ).

Очевидно, что эти же уравнения определяют температуры в областях  $|y| < l$  и  $|y| > l$  неограниченного тепла, в котором происходит тепловыделение в полосе  $-l < y < l$ . Далее, пользуясь методом изображений, т. е. считая нашу область бесконечной и помещая на глубине  $y = h$  тепловыделяющую полосу шириной  $2l$ , а при  $y = -h$  — теплопоглощающую полосу той же ширины и мощности, используя (7), (8), нетрудно получить уравнения для определения поля приращений температур в случае смещения аллохтона по зоне течения конечной ширины:

$$\Delta T = \frac{2aqt}{K} \left\{ i^2 \Phi^* \left( \frac{|y-h|-l}{2\sqrt{at}} \right) - i^2 \Phi^* \left( \frac{|y-h|+l}{2\sqrt{at}} \right) - i^2 \Phi^* \left( \frac{y+h-l}{2\sqrt{at}} \right) + i^2 \Phi^* \left( \frac{y+h+l}{2\sqrt{at}} \right) \right\} \text{ при } y < h-l, \quad (9)$$

$$\Delta T = \frac{2aqt}{K} \left\{ 0,5 - i^2 \Phi^* \left( \frac{l-|y-h|}{2\sqrt{at}} \right) - i^2 \Phi^* \left( \frac{l+|y-h|}{2\sqrt{at}} \right) - i^2 \Phi^* \left( \frac{y+h-l}{2\sqrt{at}} \right) + i^2 \Phi^* \left( \frac{y+h+l}{2\sqrt{at}} \right) \right\} \text{ при } h+l < y < h-l. \quad (10)$$

Используя имеющиеся экспериментальные данные по прочностным свойствам горных пород при различных давлениях и температурах (Хендин, 1969; Uffen, Iessop, 1963), в качестве первого приближения закон изменения  $\tau_{\tau}$  с глубиной можно принять в виде:

$$\tau_{\tau} = \begin{cases} \tau_0 + \lambda y & \text{при } 0 < y < s, \\ \tau_0 + \lambda s & \text{при } y \geq s; \end{cases} \quad (11)$$

$\tau_0 = 1000 \text{ кг/см}^2$ ,  $\lambda = 1000$  (если размерность  $y$  километры),  $s = 100 \text{ км}$ . При такой аппроксимации приращения температур, рассчитанные по формулам (6), (9), (10), до глубин 70–80 км можно считать правдоподобными.

Поля  $\Delta$  для различных  $t$  и  $h$  при  $a = 0,012 \text{ см}^2/\text{сек}$ ,  $c = 0,23 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$ ,  $\rho = 2,7 \text{ г/см}^3$ ,  $K = \text{арс}$ ,  $v = 1 \text{ см/год}$ ,  $2l = 4 \text{ км}$  приведены на рис. 3. Видим, что приращения температур быстро возрастают с увеличением  $h$  и становятся достаточными не только для метаморфизма пород, но и для их плавления. Так, на глубине 20 км общая температура  $T = T_1 + \Delta T$  при  $v = 1 \text{ см/год}$ ,  $t = 10\text{--}50$  млн. лет составляет  $\approx 1000^\circ \text{С}$  и превышает точку плавления гранита. На больших глубинах приращения температуры еще более значительны и достигают тысяч градусов.

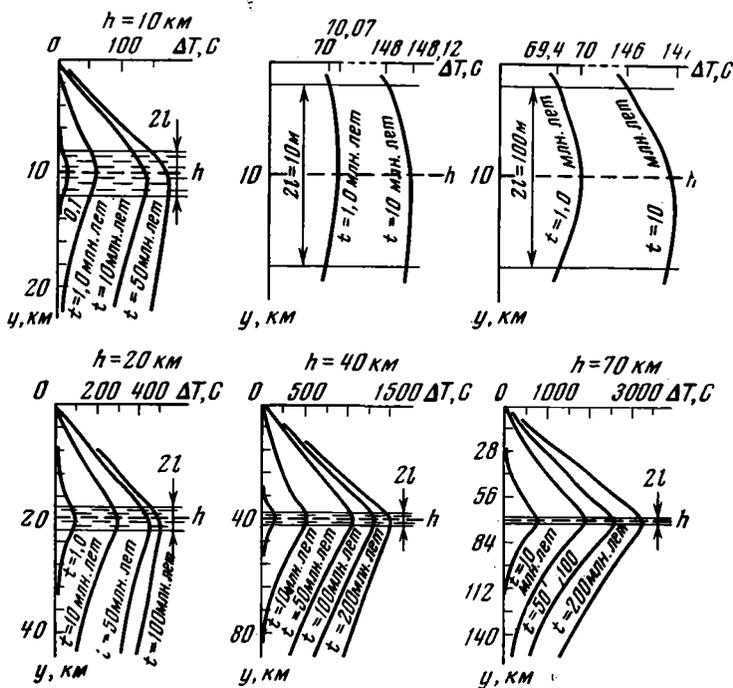


Рис. 3. Приращение температур при смещении по зоне пластического течения:  $v = 1 \text{ см/год}$

Разумеется, в действительности такого повышения температуры не произойдет, поскольку по мере нагревания и частичного плавления пород их прочностные характеристики будут падать (в расчетах теплофизические и механические свойства породы мы полагали постоянными), что соответственно приведет к уменьшению тепловыделения в них. В результате установится некоторое определенное «равновесное» распределение температур и прочностных свойств по толщине литосферы, обусловленное ее же тектонической жизнью. Тут возникает естественный вопрос: нельзя ли связывать наличие астеносферы как таковой с наличием перемещающей сегментов земной коры тангенциально к ней?

#### ПОЛЕ ТЕМПЕРАТУР В ЗОНАХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И НАКЛОННЫХ РАЗЛОМОВ

Как мы видели на примере горизонтальных разломов (см. рис. 3), ширина зоны течения на распределение температур в области тектонического контакта практически не влияет. Поэтому в данном случае задача сводится к определению поля температур полубесконечного пространства  $y > 0$  с поддерживаемой нулевой температурой поверхности  $y = 0$ , начальной температурой  $T_0 = 0^\circ \text{C}$ , в котором, начиная с некоторого момента времени  $t = t_0 = 0$ , в полуплоскости  $y > 0$ ,  $x = 0$  (вертикальный разлом, рис. 4, а) или в полуплоскости  $y > 0$ ,  $x = -y \sin \alpha$  (наклонный разлом, рис. 4, б) действует непрерывный источник тепла. Мощность источника можно полагать равной

$$N = N_T = k_2 \tau_r v \frac{1}{\rho c} . \quad (12)$$

Найдем распределение температур в областях вертикальных разломов.

Температурное поле в бесконечной среде от мгновенного линейного источника, параллельного оси  $z$  ( $z$  перпендикулярна плоскости  $XOY$ )

с координатами  $x=0, y=y_0$

$$\Delta T = \frac{N}{4\pi at} \exp \left[ -\frac{x^2 + (y + y_0)^2}{4at} \right]. \quad (13)$$

Проинтегрировав (13) по оси  $y$  от 0 до  $\infty$  с учетом зависимостей для  $\tau_r$  (11) и  $N$  (12), получим распределение приращений температур в среде

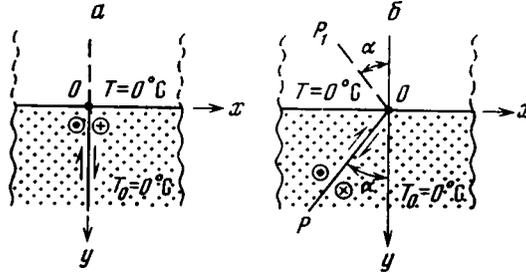


Рис. 4. Расчетные схемы для определения полей температур:  $a$  — в областях вертикальных разломов,  $b$  — в областях наклонных разломов

при действии мгновенного источника, действующего в полуплоскости  $zoy$

$$\begin{aligned} \Delta T &= \frac{k_2 v}{4\pi c a t} \exp \left( -\frac{x^2}{4at} \right) \int_0^{\infty} \tau_r \exp \left[ -\frac{(y - y_0)^2}{4at} \right] dy_0 = \\ &= \frac{k_2 v}{4\pi c \sqrt{\pi a t}} \exp \left( -\frac{x^2}{4at} \right) (\tau_0 I_1 + \lambda_2 I_2 + \lambda_3 I_3). \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \text{Здесь } I_1 &= \Phi^* \left( -\frac{y}{2\sqrt{at}} \right), \quad I_2 = y \left[ \Phi^* \left( \frac{y-s}{2\sqrt{at}} \right) - \Phi^* \left( \frac{y}{2\sqrt{at}} \right) \right] + \\ &+ 2\sqrt{\frac{at}{\pi}} \left[ \exp \left( -\frac{y^2}{4at} \right) - \exp \left( -\frac{(y-s)^2}{4at} \right) \right], \quad I_3 = \Phi^* \left( -\frac{y-s}{2\sqrt{at}} \right). \end{aligned}$$

Располагая симметрично в полуплоскости  $y < 0$  равномогущный сток, найдем, что поле температур от него

$$\begin{aligned} \Delta T &= -\frac{k_2 v}{4\pi c a t} \exp \left( -\frac{x^2}{4at} \right) \int_{-\infty}^0 \tau_r \exp \left[ -\frac{(y - y_0)^2}{4at} \right] dy_0 = \\ &= -\frac{k_2 v}{4\pi c \sqrt{\pi a t}} \exp \left( -\frac{x^2}{4at} \right) (\tau_0 J_1 - \lambda_2 J_2 + \lambda_3 J_3); \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} J_1 &= \Phi^* \left( \frac{y}{2\sqrt{at}} \right), \quad J_2 = y \left[ \Phi^* \left( \frac{y}{2\sqrt{at}} \right) - \Phi^* \left( \frac{y+s}{2\sqrt{at}} \right) \right] + \\ &+ 2\sqrt{\frac{at}{\pi}} \left[ \exp \left( -\frac{(y+s)^2}{4at} \right) - \exp \left( -\frac{y^2}{4at} \right) \right], \quad J_3 = \Phi^* \left( \frac{y+s}{2\sqrt{at}} \right). \end{aligned}$$

Налагая температурные поля от источника и стока и интегрируя результат по времени, получим решение нашей задачи

$$\Delta T = \frac{k_2 v}{4\pi c \sqrt{\pi a}} \int_0^t \exp \left( -\frac{x^2}{4a(t-t')} \right) (\tau_0 I_{01} + \lambda_2 I_{02} + \lambda_3 I_{03}) \frac{dt'}{\sqrt{t-t'}}, \quad (16)$$

$$\text{где } I_{01} = 2\Phi \left( \frac{y}{2\sqrt{a(t-t')}} \right), \quad I_{02} = y \left[ \Phi \left( \frac{y+s}{2\sqrt{a(t-t')}} \right) - \Phi \left( \frac{y-s}{2\sqrt{a(t-t')}} \right) \right] +$$

$$+ 2 \sqrt{\frac{a(t-t')}{\pi}} \left[ \exp\left(-\frac{(y+s)^2}{4a(t-t')}\right) - \exp\left(-\frac{(y-s)^2}{4a(t-t')}\right) \right],$$

$$I_{03} = \Phi\left(\frac{y+s}{2\sqrt{a(t-t')}}\right) + \Phi\left(\frac{y-s}{2\sqrt{a(t-t')}}\right), \quad \Phi(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^y e^{-\xi^2} d\xi.$$

Приращения температур, рассчитанные по выражению (16), для некоторых временных интервалов и скорости смещения блоков относительно друг друга  $v=1$  см/год приведены на рис. 5. Поскольку  $\Delta T$  прямо пропорционально скорости смещения, то понятно, что при скоростях 2, 4 см/год приращения температур будут соответственно в 2,4 раза выше, а при скорости, скажем, в 0,1 см/год — в 10 раз ниже.

Для нахождения распределения температур в области наклонного разлома необходимо наложить температурное поле в бесконечной сре-

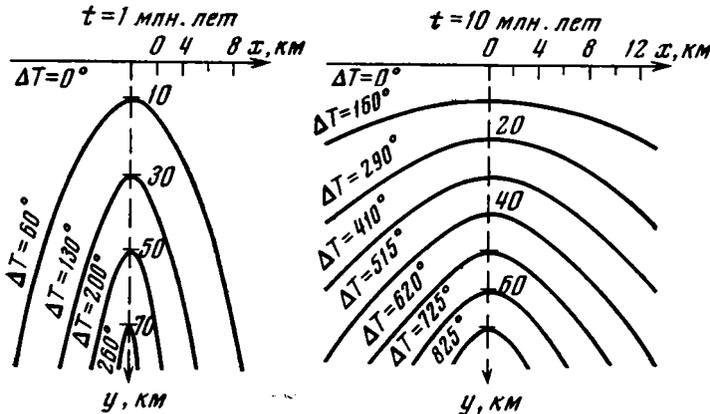


Рис. 5. Поля приращений температур в областях вертикальных разломов;  $v=1$  см/год

де от действия источника в полуплоскости  $POZ$  на поле температур от действия стока в полуплоскости  $P_1OZ$ . Первое определяется интегрированием по времени выражения (14) с заменой  $x$  на  $x_1$  и  $y$  на  $y_1$ :

$$x_1 = x \cos \alpha + y \sin \alpha; \quad y_1 = y \cos \alpha - x \sin \alpha, \quad (17)$$

второе — интегрированием выражения (15) с заменой  $x$  на  $x_2$  и  $y$  на  $y_2$ :

$$x_2 = x \cos \alpha - y \sin \alpha; \quad y_2 = y \cos \alpha + x \sin \alpha. \quad (18)$$

Проделав указанные операции, получим

$$\Delta T = \frac{k_2 v}{4\rho c \sqrt{\pi a}} \int_0^t \left[ D_1 \exp\left(-\frac{x_1^2}{4a(t-t')}\right) - D_2 \exp\left(-\frac{x_2^2}{4a(t-t')}\right) \right] \frac{dt'}{\sqrt{t-t'}}, \quad (19)$$

где  $D_1 = \tau_0 I_{11} + \lambda I_{12} + \lambda_3 I_{13}$ ,  $D_2 = \tau_0 J_{11} - \lambda_2 J_{12} + \lambda_3 J_{13}$ .

$$\begin{aligned} \text{В свою очередь } I_{11} &= \Phi^*\left(-\frac{y_1}{4a(t-t')}\right), \quad I_{12} + y_1 \left[ \Phi\left(\frac{y_1}{2\sqrt{a(t-t')}}\right) - \right. \\ &\left. - \Phi\left(\frac{y_1-s}{2\sqrt{a(t-t')}}\right) \right] + 2 \sqrt{\frac{a(t-t')}{\pi}} \left[ \exp\left(-\frac{y_1^2}{4a(t-t')}\right) - \exp\left(-\frac{(y_1-s)^2}{4a(t-t')}\right) \right], \\ I_{13} &= \Phi^*\left(-\frac{y_1-s}{2\sqrt{a(t-t')}}\right), \quad J_{11} = \Phi^*\left(\frac{y_2}{2\sqrt{a(t-t')}}\right), \end{aligned}$$

$$J_{12} = y_2 \left[ \Phi \left( \frac{y_2 + s}{2\sqrt{a(t-t')}} \right) - \Phi \left( \frac{y_2}{2\sqrt{a(t-t')}} \right) \right] + 2\sqrt{\frac{a(t-t')}{\pi}} \times$$

$$\times \left[ \exp \left( -\frac{(y_2 + s)^2}{4a(t-t')} \right) - \exp \left( -\frac{y_2^2}{4a(t-t')} \right) \right],$$

$$J_{13} = \Phi^* \left( \frac{y_2 + s}{2\sqrt{a(t-t')}} \right).$$

Нетрудно видеть, что область тектонического контакта значительно разогрета. Разлом является своего рода тепловым резервуаром с температурами, возрастающими с глубиной и убывающими при удалении от разлома по латерали (рис. 5, 6). Такое распределение температур

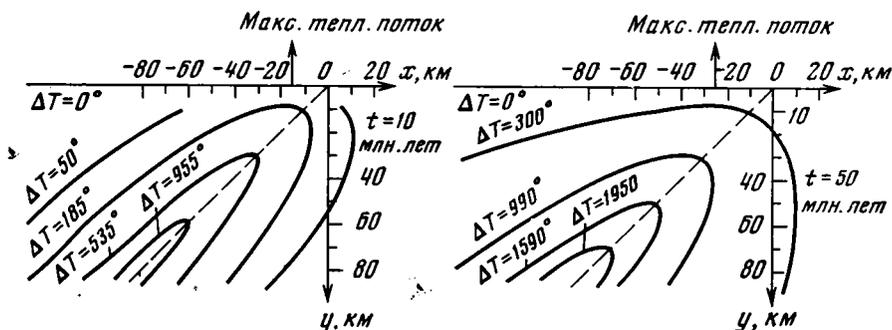


Рис. 6. Поля приращений температур в областях наклонных разломов;  $v = 1 \text{ см/год}$ ,  $\alpha = 45^\circ$

вполне объясняет повышенные значения теплового потока в зонах разломов, приразломный зональный метаморфизм пород, а также, вероятно, возникновение гомодромного ряда интрузий.

Особенностью термического режима наклонных разломов в отличие от вертикальных является то, что максимум теплового потока (см. рис. 6) смещен относительно выхода разлома на дневную поверхность в сторону его падения. Смещение тем больше, чем длительнее период тектонической активности разлома.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках принятых ограничений долгоживущие региональные разломы геосинклинально-складчатых областей вырисовываются не только как зоны концентрации напряжений в земной коре, но и как генераторы вторичного локального теплового потока термомеханического происхождения, мощность которого определяется прочностными свойствами пород и длительностью функционирования разломов. В благоприятных условиях уровень концентрации тектонических напряжений может оказаться достаточным для возникновения метаморфических фаций сверхвысоких давлений. Масштаб метаморфизма при этом определяется масштабом зоны разлома.

Принципиальный интерес представляет собственный тепловой эффект зон глубинных разломов. В длительно живущих глубинных разломах теплонакопление может быть весьма значительным и привести не только к глубокому метаморфизму пород, но и к возникновению магматических очагов. Поскольку уменьшение гидростатического давления снижает точку плавления пород (Uffen, Jessop, 1963), наиболее благоприятными для выплавления магм представляются такие тектонические режимы, которые сочетают в себе предшествующее продолжительное сжатие

(теплонакопление) с последующей резкой сменой его временными условиями растяжения либо разгрузки. Такие режимы характерны для завершающих стадий инверсионного периода эволюции геосинклинально-складчатых зон при переходе от собственно складкообразовательного этапа к орогенному — внедрение синскладчатых и послескладчатых гранитоидов, субсеквентный вулканизм. Вместе с тем такие режимы в качестве эпизодов могут проявиться и в собственно геосинклинальном этапе, так же как и в орогенном.

Гораздо менее проблематичен и более очевиден сопряженный с разломами локальный метаморфизм. Условие его проявления — тектонический режим сжатия, действующий длительное время. Косвенным доводом наличия такой связи может служить хорошо устанавливаемое практически повсеместно синхронное проявление процессов складкообразования и метаморфизма.

Если обратиться к результирующей модели элементарного регионального разлома, то с учетом всего сказанного ранее она в крайне схематическом варианте имеет следующий вид.

На самых глубоких горизонтах вдоль разлома располагается фронт зоны изолированных вторичных магматических очагов разного состава. Выше расположен фронт колонны «обычного» зонального метаморфизма, который нередко венчается на участках максимальной концентрации напряжений фацией голубых сланцев. Еще выше располагается фронт гидротермальных жильных тел, достигающих дневной поверхности и возникающих за счет всякого рода метаморфогенных гидротерм. Близость расположения фронта метаморфизма и магматических очагов к дневной поверхности, так же как и размах колонны по ширине, определяется длительностью функционирования разлома, тогда как протяженность — масштабом разлома по простиранию. В поперечных сечениях она имеет форму симметричных антиклиналей для крутопадающих и асимметричных — в случае наклонных разломов. В целом колонна может быть определена как гидротермально-магмо-метаморфическая.

Вязкость вещества внутри колонны (исключая поверхностную покрывку) существенно снижена. С этим связана общая высокая подвижность ее, выражающаяся в условиях продолжающегося сжатия, в интенсивном перетекании и деформации материала (магма, метаморфизируемые породы). Наиболее подвижные магмотогенные и гидротермальные фазы выжимаются в оперяющие, менее сжатые трещины второго и более высоких порядков. Это обеспечивает сближение блоков, давая начало магматическим и гидротермальным телам, а также саму возможность смятия как метаморфизируемых, так и неметаморфизируемых пород покрывки в зоне разлома. Так формируется шовная складчатость и наиболее яркое отражение ее — зоны смятия.

Таким образом, региональные разломы не столько пассивные отдушины и выводящие каналы для магм и гидротерм, сколько активный элемент, существенно определяющий характер геологических процессов в приразломных зонах.

#### Литература

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина А. А., Широкова Е. И.* Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли.— Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли», 1967, № 6.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Вернадский В. И.* О значении радиогеологии для современной геологии. Избр. соч., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Глебовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.* Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964.

- Кропоткин П. Н.* Значение тектонических процессов для образования кислых магм.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1941, вып. 47.
- Кропоткин П. Н.* Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Кропоткин П. Н., Поляк Б. Г.* Энергетический баланс Земли.— В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., «Недра», 1973.
- Кузнецов Г. Н.* Механические свойства горных пород. М., Углетехиздат, 1947.
- Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Паталаха Е. И.* Магматическая проницаемость и энергетическая сущность «подвижности» зон глубинных разломов.— Сов. геология, 1967, № 11.
- Паталаха Е. И.* О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизическими позициями.— В сб.: Тектоника и формации. Изд-во «Наука», АН КазССР. 1971.
- Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В.* Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Стейси Ф.* Физика Земли. М., «Мир», 1972.
- Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хендин Д.* Прочность и пластичность. В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Щерба Г. Н.* Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1955, вып. 20.
- Griggs D.* Deformation of rocks under high confining pressures. J. Geol., 1936, v. 44, No. 5.
- Griggs D.* Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallization.— Bull. Geol. Soc. America, 1940, v. 51, No. 7.
- Griggs D. T.* The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. Proc. F. Birch Symp., McGraw-Hill, 1970.
- Hasi N.* The state of stresses in the upper part of the Earth's crust.— Eug. Geol. 1967, v. 2, No. 1.
- Lomnitz C.* Creep measurements in igneous rocks.— J. Geol., 1956, v. 64, No. 5.
- McKenzie D. P.* Speculations on the consequences and causes of plate motions.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1969, No. 18.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, v. 2, No. 3.
- Toksöz M. N., Minear J. W., Julian B. R.* Temperature field and geophysical effects of downgoing slab.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 5.
- Uffen R., Jessop A. V.* The stress release hypothesis of magma formation. Bull. Volc 1963, v. 26, No. 13.

Институт геологических наук  
Алма-Ата АН Каз.ССР

Статья поступила  
2 апреля 1975 г.

УДК 551.243 (234.85)

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Т. Т. КАЗАНЦЕВА

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРИСАКМАРСКОЙ ЗОНЫ  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Изучение разреза нижнекаменноугольных отложений Присакмарской зоны показало, что структура этого региона характеризуется моноклиналим, а не синклиналим (как принято считать) строением. Установлено существование в районе бассейна р. Зирень-Агач крупного надвига.

Присакмарская структурно-фациальная зона протягивается вдоль восточного склона хр. Уралтау на расстоянии около 400 км при ширине до 20 км. Считается, что вдоль западной границы Присакмарской зоны прослеживается так называемый Главный Уральский глубинный разлом, по которому внедрены гипербазитовые интрузии и выжаты докембрийские

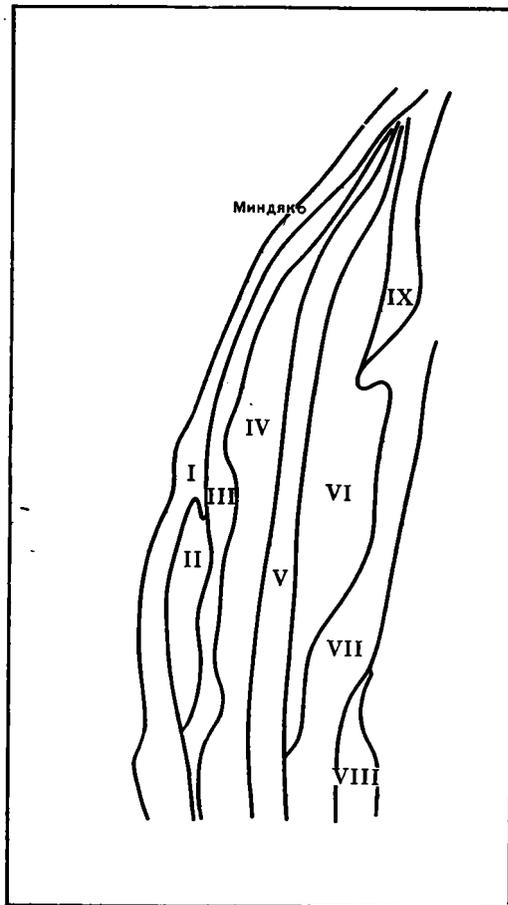


Рис. 1. Схема расположения структурно-фациальных зон Магнитогорского синклинория. По данным П. Ф. Солко и М. А. Кулагинной с изменениями

Структурно-фациальные зоны: I — Присакмарская, II — Таналыкская, III — Ирендыкская, IV — Уртазымская, V — Клязильская, VI — Магнитогорская, VII — Ахуно-Ашебутакская, VIII — Тересайская, IX — Угалинская

кристаллические сланцы хребта Уралтау. Авторы (Камалетдинов, Казанцева, 1970; Камалетдинов, 1974) уже отмечали, что названный разрыв представляет собой крупнейший шарьяж, по которому офиолиты надвинуты с востока на многие километры на миогеосинклинальную зону Урала. Восточная граница Присакмарской зоны скрыта под аллохтонными образованиями Ирендыкской структурно-фациальной зоны.

Согласно сложившимся представлениям (Нестоянова, 1964; Соболев, 1968, и др.), Присакмарская зона имеет синклинорное строение с ундуляцией шарнира, обусловившей обособление ряда синклинальных ячей, вытянутых в меридиональном направлении. Детальное изучение разрезов нижнекаменноугольных и верхнедевонских образований Присакмарской зоны, а также выяснение характера взаимоотношений между различными стратиграфическими подразделениями показало, что эти представления ошибочны. Была установлена покровная структура Присакмарской зоны, выявлены различной протяженности и амплитуды надвиги флишеидных пород фамена — нижнего турне (зилаирская свита) на существенно карбонатные толщи верхнетурнейского — верхневизейского возраста. Надвиги зилаирской свиты закартированы в бассейне р. Зирень-Агач (дер. Юлбарсово), восточнее и северо-восточнее дер. Бикьян, южнее дер. Япарсаз и восточнее дер. Вознесенской. В более северных участках Присакмарской зоны аналогичные структурные взаимоотношения выявлены в районе дер. Абдулгазино и руч. Казмаш, у дер. Ядгарский, южнее г. Миндяк и в других местах (рис. 1).

Учитывая, что установление покровных структур существенно меняет представление о тектонике района, считаем необходимым привести описание некоторых из них.

#### БАССЕЙН р. ЗИРЕНЬ-АГАЧ

В среднем течении р. Зирень-Агач и по руч. Акташ изучен непрерывный разрез каменноугольных отложений в интервале от нижнего турне (верхняя часть зилаирской свиты) до алексинского горизонта верхнего визе (нижняя часть кизильской свиты).

В 2,5 км западнее дер. Юлбарсово на левом берегу р. Зирень-Агач, на граувакковых песчаниках и алевролитах зилаирской свиты, верхи которой предположительно относятся к нижнему турне, последовательно залегают:

#### Верхнетурнейский подъярус, кизеловский горизонт

1. Известняки гравийно-песчаные, коричнево-серые, слоистые с крупными обуглившимися растительными остатками и многочисленными остатками фораминифер<sup>1</sup>: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl), *Brunsia uralica* Lip., *Tournayella* cf. *discoidea* Dain., *Endothyra spinosa* Tchern., *E. ex gr. latispiralis* Lip., *Tetrataxis* cf. *kiselicus*, *Palaeospiroplectamina* sp. Мощность 45 м.

2. Известняки песчаные, серые, среднезернистые с остатками фораминифер.

Мощность кизеловского горизонта 79 м.

#### Нижневизейский подъярус, косвинский горизонт

3. Известняки песчанистые, коричнево-серые, лимонитизированные. Песчаный материал представлен кварцем, обломками известняков и кремней. Встречены остатки фораминифер: *Earlandia vulgaris* (Raus. et

<sup>1</sup> Здесь и ниже определения фораминифер и заключения о возрасте сделаны В. П. Мальцевой и В. В. Архиповой.

Reitl.), *Tournayella* cf. *discoidea* Dain., *Endothyra recta* Lip., *E. latipiralis* Lip., *E. spinosa* Tchern., *Palaeospiroplectammina tchernyshinensis* Lip., *P. diversa* Tchern., *Tetrataxis media* Viss., *T. sp.* Мощность 46 м.

4. Песчаники полимиктовые, серые, среднезернистые с базальным карбонатным цементом. В составе кластического материала преобладают различной степени окатанности зерна кварца, полевых шпатов, известняков, кремней, эффузивов. Присутствуют остатки фораминифер, мшанок, криноидей, брахиопод. Мощность 18 м.

Мощность косьвинского горизонта 64 м.

### Нижне- и средневизейский подъярусы. Радаевский и бобриковский горизонты

5. Известняки светло-серые, органогенно-детритовые, частично доломитизированные. Обнаружены остатки криноидей, брахиопод, мшанок и фораминифер: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Tuberitina* sp., *Endothyra* sp., *Palaeotextularia* sp. Мощность 40 м.

6. Песчаники полимиктовые, переслаивающиеся с известняками песчаными и органогенно-обломочными с остатками фораминифер. Мощность 31 м.

7. Известняки песчаные, коричнево-серые, среднезернистые с остатками фораминифер и водорослей. Мощность 43 м.

8. Известняки органогенно-обломочные, песчано-глинистые, коричнево-серые. Песчаный материал грубозернистый, представлен обломками известняков, кремней, эффузивов, зернами кварца. Встречаются остатки брахиопод, криноидей и фораминифер: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Globoendothya* cf. *globulus* (Eichw.), *Tetrataxis* cf. *conica* Ehrenb., *T. sp.* Мощность 22 м.

9. Песчаники полимиктовые, зелено-серые, мелко-среднезернистые с базальным микрозернистым карбонатным цементом, с остатками фораминифер и водорослей. Мощность 34 м.

10. Известняки органогенно-обломочные, серые, сверху песчаные с остатками криноидей, брахиопод, водорослей и фораминифер: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Palaeospiroplectammina diversa* Tchern., *Tetrataxis* sp., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. cf. latipiralis* Lip., *E. spinosa* Lip., *Pseudoendothya* sp. Мощность 22,2 м.

11. Задерновано 66 м.

12. Аргиллиты, переслаивающиеся с песчаниками полимиктовыми, коричнево-серыми с базальным карбонатным цементом. Мощность 1,6 м.

13. Известняки глинисто-песчаные, серые с остатками брахиопод, криноидей и фораминифер. Мощность 0,3 м.

14. Тонкое переслаивание слабоизвестковистых сланцеватых аргиллитов с мелкозернистыми ожелезненными песчаниками и гравелитами с базальным карбонатным цементом. Обломки представлены аргиллитами, глинистыми алевролитами, иногда оолитовыми известняками, кремнями и кремнисто-глинистыми породами, а также зернами кварца. Мощность 0,7 м.

15. Мергели лепельно-серые с прослоями органогенно-обломочных песчаных известняков с редкими оолитами. Встречены остатки криноидей, брахиопод, водорослей и фораминифер. Мощность 4,2 м.

16. Задерновано 21 м.

17. Конгломераты с карбонатно-алевролитовым цементом. Обломки представлены известняками, песчаными известняками и алевролитами. Отмечаются прослой мощностью от 1 до 0,5 м алевролитов и органогенно-обломочных известняков с остатками фораминифер: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., *Endothyra*

*prisca* Raus. et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl., *Tetrataxis* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Rectocornuspira* sp., *Mediocris* sp. Мощность 25 м.

Мощность радаевского и бобриковского горизонтов 311 м.

### Средневизейский подъярус, тульский горизонт

После задренованного пространства, соответствующего по мощности 33 м, обнажаются.

18. Аргиллиты, переслаивающиеся с песчаными органогенно-детритовыми известняками с остатками *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., *Forschia* cf. *michailovi* Dain., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Tetrataxis media* Viss., *T.* cf. *cominima* Raus. Среди аргиллитов отмечено два прослоя (по 0,5 м) известнякового конгломерата с обломками до 5—6 см. Мощность 27 м.

19. Задреновано 108 м.

20. Аргиллиты пепельно-серые с прослоями песчаных известняков мощностью от 3 см до 1 м, переполненных брахиоподами, растительными остатками, криноидеями, водорослями и фораминиферами: *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus., *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., *Forschia* cf. *subangulata* Moill., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. pusea* Raus. et Reitl., *Mediocris mediocris* (Viss.), *Tetrataxis media* Viss., *Pseudoendothyra struvei* (Moell.). Мощность 27 м.

21. Песчаники полимиктовые, зеленовато-серые, мелкозернистые, плитчатые. Цемент карбонатный, базального типа. Присутствуют растительные остатки, брахиоподы, остракоды, криноидеи, водоросли, фораминиферы, крупные *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Endothyra* cf. *similis* Raus. et Reitl. Мощность 2 м.

22. Задреновано 60 м.

23. Песчаники полимиктовые, переслаивающиеся с органогенными песчаными известняками с *Parathurammia* sp., *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus., *Archaediscus* cf. *karrereri* Brady., *Propermodiscus* cf. *rotundus* N. Tchern., *Tetrataxis media* Viss., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. prisca* Raus. et Reitl., *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Mediocris mediocris* Viss., *M. breviscula* (Gan.). Мощность 25 м.

Общая мощность отложений тульского горизонта 357 м.

### Верхневизейский подъярус, алексинский горизонт

24. Светлые массивные известняки с остатками фораминифер *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Archaediscus moelleri* Raus., *A. moelleri gigas* Raus., *A.* cf. *maximus* Grosd. et Leb., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus., *Forschia* sp. indet., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Endothyra omphalota* Raus. et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl., *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *Haplophragmella* sp., *Tetrataxis* cf. *cominima* Raus. Мощность около 250 м.

На толщу нижнекаменноугольных пород с востока надвинуты граувакки нижней части зилаирской свиты (рис. 2), в которых Е. В. Чибрикова обнаружила раннефаменский комплекс спор: *Archaeozonotriletes hamulus* Naum., *Lophotriletes mesogrumosus* Kedo, *Hymenozonotriletes varins* Naum., *H.* aff. *perplexus* (Palme et Hassel), *Lophozonotriletes excisus* Naum., *Archaeozonotriletes dedalons* Naum., *A. notatus* Naum. var. *micropsinosus* Tschibr., *Lophotriletes famenensis* (Naum.), *Archaeozonotriletes volgogradicus* Nazar. et Tschibr., *A. variabilis* Naum., *A.* aff. *amplectus* (Naum.), *Stenozonotriletes laevigatus* Naum.

У восточной окраины дер. Юлбарсово на контакте известняков казильской свиты и зилаирских граувакк обнаружена тектоническая брекчия мощностью до 2 м, состоящая из угловатых обломков известняков,

реже песчаников; цементом служит ожелезненная песчано-глинистая масса.

Граница надвига зилаирских пород в плане имеет извилистый характер, свидетельствующий о сравнительно пологом падении его поверхности на восток. Вдоль фронта аллохтона зилаирские отношения интенсивно дислоцированы, смяты в мелкие изоклиналильные опрокинутые складки, пloyчаты, местами раздроблены, сильно трещиноваты. Такие дислокации можно наблюдать в обнажениях левого берега р. Зирень-Агач в

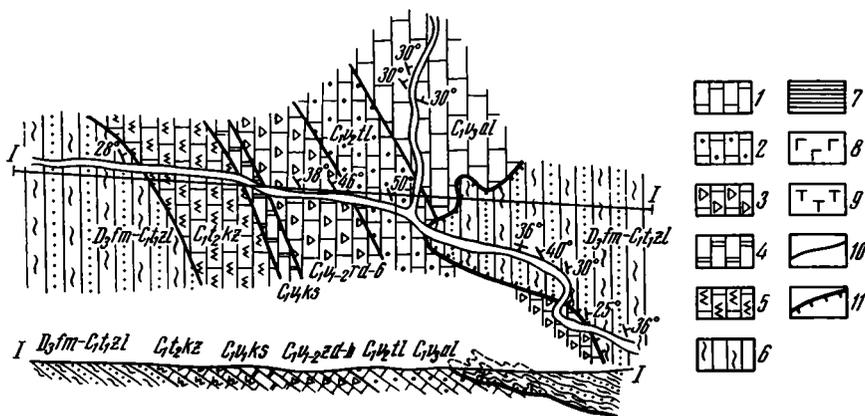


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района дер. Юлбарсово

1—5 — нижний карбон: 1 — верхний визе, алексинский горизонт (известняки массивные светлоокрашенные); 2 — средний визе, тульский горизонт (песчаники и алевролиты полимиктовые, аргиллиты, прослойки и линзы известняков); 3 — нижний и средний визе, радаевский и бобриковский горизонты (известняки органогенные, песчаные, песчаники полимиктовые); 4 — нижний визе, косьвинский горизонт (известняки песчаные); 5 — верхний турне, кизеловский горизонт (известняки органогенно-детритовые, песчаники полимиктовые); 6 — фаменский ярус верхнего девона, нижнетурнейский подъярус нижнего карбона, зилаирская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 7 — франский ярус верхнего девона, мукасовский горизонт (кремни и кремнистые сланцы); 8 — диабазы; 9 — гипербазиты; 10 — стратиграфические границы; 11 — тектонические контакты

1 км ниже дер. Юлбарсово. Здесь же среди поля развития пород зилаирской свиты обнажено тектоническое полуокно, сложенное глыбовыми известняками с брахиоподами, фораминиферами и кораллами, характерными для косьвинского горизонта нижнего визе.

#### РАЙОН ДЕР. БИКЪЯН

Севернее предыдущего участка, на левом берегу ручья Аюла, в 2 км к северу от дер. Бикьян на полимиктовых песчаниках зилаирской свиты залегают верхнетурнейские отложения, представленные слоистыми известняками, песчаниками и органогенно-обломочными, мощностью 38 м. Выше располагаются нижневизейские отложения, в составе которых преобладают органогенно-обломочные известняки, плитчатые с остатками водорослей и фораминифер. Мощность 23 м.

В 1,5 км юго-восточнее разрез наращивается также фаунистически охарактеризованными средневизейскими известняками. На разные горизонты названных выше отложений надвинуты полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты зилаирской свиты.

В 500 м к югу от дер. Япарсаз (рис. 3) в непрерывном разрезе обнаружены и вскрыты горными выработками отложения от фаменского яруса верхнего девона до средневизейского подъяруса нижнего карбона. На средневизейские известняки надвинуты терригенные породы зилаирской свиты, обнажающиеся в восточной части участка дер. Япарсаз и перекрывающие различные горизонты нижнекаменноугольных отложений.

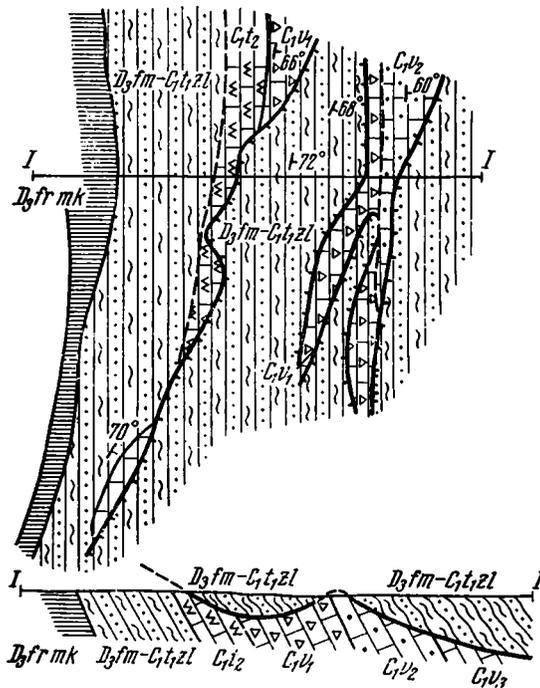


Рис. 3. Схематическая геологическая карта района дер. Япарсаз  
Условные обозначения см. рис. 2

К югу от деревни среди поля развития отложений зилаирской свиты в тектоническом окне обнажены карбонатные породы нижнего—среднего визе, обнажающиеся на расстоянии около 1,5 км. Ширина тектонического окна в наиболее широкой части достигает 400 м. К югу оно раздваивается на две ветви, ширина каждой из которых не более 100 м (см. рис. 3). Между ветвями, а также западнее и восточнее окна располагаются породы зилаирской свиты. Возраст всех стратиграфических горизонтов установлен по остаткам фораминифер.

Извилистость линии контакта, а также наличие тектонического окна сложной конфигурации свидетельствуют о пологой поверхности падения и, вероятно, совпадении структуры аллохтона и постели надвига.

### РАЙОН ПОС. ВОЗНЕСЕНСКИЙ

Послойное изучение разреза нижнекаменноугольных образований в 1,5 км севернее пос. Вознесенский по правому берегу р. Ямансаз показало, что здесь, так же как и в рассмотренных выше случаях, стратиграфическая последовательность сохраняется начиная с отложений фаменского яруса верхнего девона до средневизейского подъяруса нижнего карбона включительно. Структурно выше залегают породы зилаирской свиты, обнаженные в восточной половине участка. В канавах, заданных для выяснения взаимоотношений известняков тульского горизонта и терригенных пород зилаирской свиты, установлено, что последние тектонически налегают на известняки под углом около 45°. На контакте обнаружена зона милонитизации с проявлениями значительной гематитизации. Мощность ее от 2 см до 1 м. Породы зилаирской свиты в контактовой зоне сильно раздроблены и перемяты.

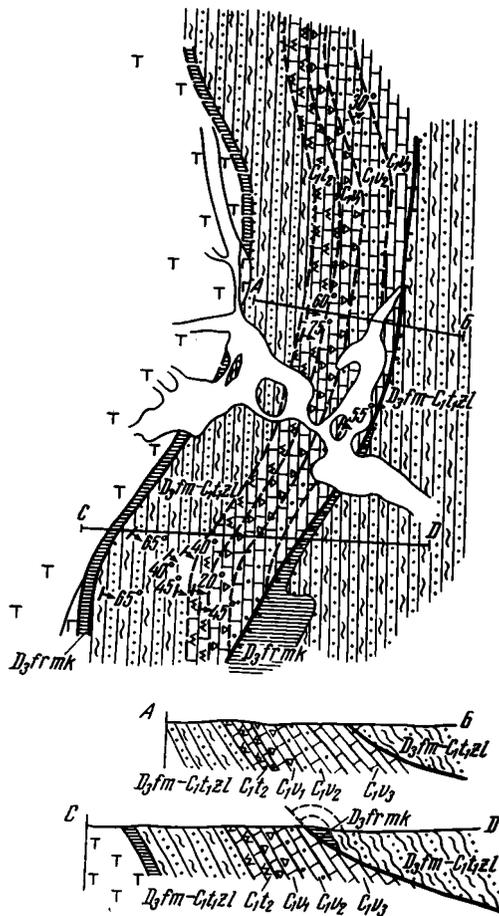


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района дер. Абдулгазино  
Условные обозначения см. рис. 2

Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и на участке районов руч. Казмаш, дер. Абдулгазино и дер. Амангильдино (рис. 4). Этот участок расположен в 95 км севернее предыдущего. Здесь, как и в ранее описанных случаях, с запада на восток последовательно обнажаются отложения от фаменского яруса верхнего девона до верхневизейского подъяруса нижнего карбона включительно. Последние тектонически перекрыты породами верхнего девона, причем на севере участка на верхневизейские известняки надвинуты терригенные породы зилаирской свиты фаменского яруса, а на юге — кремнистые породы мукасовского горизонта франского яруса.

В 22 км севернее, к югу от пос. Ядгарский, нижнекаменноугольные известняки также тектонически перекрыты граувакками зилаирской свиты. Последние в свою очередь выступают в виде узкой полосы из-под надвинутых на них вулканитов ирендыкской свиты среднего девона.

Район пос. Миндяк является самым северным участком в пределах Присакмарской структурно-фациальной зоны (см. рис. 1), где известны выходы нижнекаменноугольных отложений. Здесь, однако, не удалось выяснить последовательность напластования и взаимоотношения стратиграфических единиц этого возраста. Насыщенность участка разрывами различной амплитуды и протяженности, а также близость его к зоне

меланжа обусловили сложное, порой мозаичное расположение отдельных частей палеозойского разреза. По данным Б. М. Садрисламова, М. Ш. Бикова и других геологов, каменноугольные отложения, обнаженные в пределах участка, представлены более молодыми горизонтами (не древнее верхнего визе). На юго-востоке участка протягивается в северо-восточном направлении значительной ширины (около 1,5 км) и сравнительно меньшей нарушенности полоса нижнекаменноугольных пород преимущественно карбонатного состава. Флишоиды зилаирской свиты, развитые непосредственно восточнее, как и в описанных ранее случаях, надвинуты на нижнекаменноугольные карбонатные толщи.

Все описанные нами выходы каменноугольных отложений обнажаются не в ядрах локальных структур Присакмарского синклинория, как это принято считать, а залегают в моноклинальном разрезе, тектонически перекрытом с востока девонскими породами.

Приведенные выше данные не позволяют согласиться и с распространенным мнением о том, что в Присакмарской зоне имел место значительный размыв в предсредневизейское время. Это мнение возникло из ошибочного представления о стратиграфическом налегании кизильских известняков на зилаирские граувакки вдоль восточного крыла «Присакмарского синклинория».

Геолого-геофизические исследования, выполненные в последние годы на восточном склоне Урала, показали широкое развитие здесь надвигов и шарьяжей. При этом каждая тектоническая пластина характеризуется существенно отличной стратиграфической колонкой и набором пород, представляя собой самостоятельную фациальную зону, частично или полностью перекрытую с востока смежной аллохтонной пластиной. Это обстоятельство необходимо учитывать при изучении стратиграфии Уральской складчатой области, чтобы избежать ошибок при выяснении ее тектонической структуры и восстановлении геологической истории.

#### Литература

- Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974.  
*Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4.  
*Нестоянова О. А.* Тектоника Магнитогорской зоны.— В кн.: Геология СССР, т. XIII, ч. I, Геологическое описание. М., «Недра», 1964.  
*Соболев И. Д.* Тектоника. Тагильско-Магнитогорский прогиб. Геология СССР, т. XII, ч. I, Геологическое описание. М., «Недра», 1968.

Институт геологии  
Башкирского фил. АН СССР  
Уфа

Статья поступила  
5 февраля 1976 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(571.63)

В. П. УТКИН

ЭШЕЛОНИРОВАННЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

Изучением эшелонированных разрывных структур в разное время занимались многие исследователи (Белоусов, 1970; Гзовский, 1956; Лукьянов, 1965; Roering, 1968; Tuchalenko, 1970, и др.). Кроме наблюдений за естественными образованиями проводились эксперименты по воссозданию динамокинематических условий их формирования (Гзовский, 1956; Riedel, 1920; Cloos, 1955, и др.).

В Приморье впервые эшелоны разрывов были открыты и привлекли внимание автора в связи с изучением структурных особенностей оловорудных месторождений. В дальнейшем были выявлены некоторые закономерности пространственного положения эшелонов (Уткин, 1974), а к настоящему времени собран фактический материал, характеризующий внутреннее строение и кинематику формирования этих структур. Исследования велись главным образом на месторождениях, где устанавливалась пространственная взаимосвязь рудных тел и даек. Одновременно изучались малые формы эшелонированных структур, разнообразие которых значительно, что позволило классифицировать их по морфокинематическим признакам.

Эшелоны на месторождениях Приморья в основном представлены кулисообразно расположенными разрывными нарушениями, выполненными рудными телами и дайками магматических пород кислого и среднего состава. Кулисы малых эшелонов сложены преимущественно кварцем. Изученные эшелоны по своим основным морфологическим признакам сходны с подобными структурами, описанными в разных районах другими исследователями и созданными экспериментальным путем. Главными параметрами эшелона в срезе, проходящем через ось эшелона, являются его длина и мощность. Длина эшелона измеряется расстоянием вдоль оси между крайними кулисами, а мощность — расстоянием между его границами, которые условно проводятся через концы кулис (рис. 1). Ось эшелона (ось трансляции) проходит через центры кулис и ориентирована горизонтально, наклонно или вертикально, поэтому ее пространственное положение определяется азимутом и углом погружения. Важный элемент строения эшелона — угол между осью и кулисами (рис. 1, 2), который измеряется в широких пределах — от первых градусов до более  $90^\circ$ , но чаще всего составляет  $20-45^\circ$ , что отвечает величине угла между сколовыми разрывами и опережающими их трещинами отрыва.

Наиболее распространенные формы кулис линейные и линзовидные (рис. 1, 2, 3). Очень часто встречаются кулисы Г-образной формы, кото-

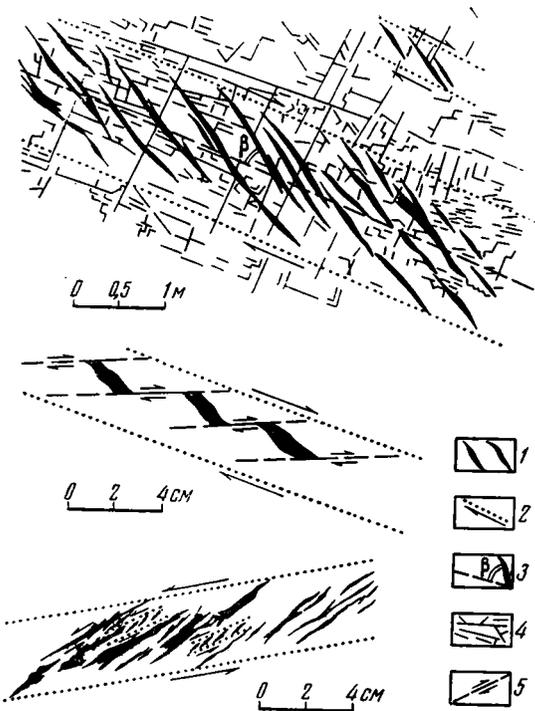


Рис. 1

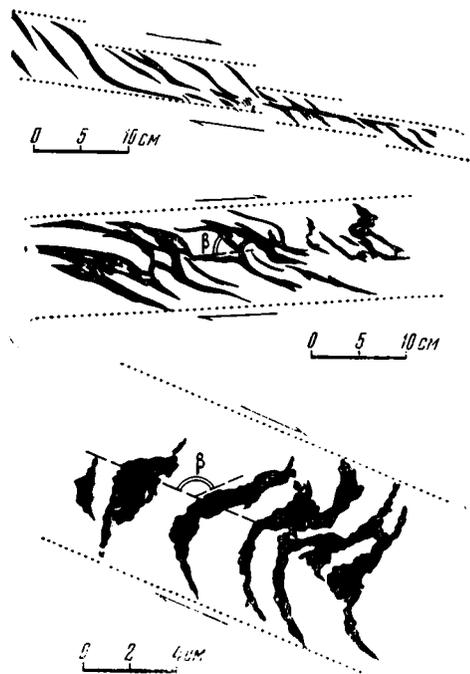


Рис. 2

Рис. 1. Различные типы внутреннего строения эшелонированных структур. Сверху вниз: прямые кулисообразные эшелоны с линейными и линзовидными кулисами, прямый ступенчатый эшелон, прямый кулисообразный эшелон с эшелонированными кулисами. 1 — кварцевые прожилки, 2 — границы эшелонов и направления смещений, 3 — угол между кулисой и осью эшелона, 4 — трещиноватость, 5 — трещины с признаками скольжения

Рис. 2. Морфология кулис эшелонов. Сверху вниз: уступообразный эшелон с линейными и Г-образными кулисами, прямый эшелон с Г-образными кулисами, прямой эшелон с S-образными кулисами

рые обусловлены тем, что центральные части кулис ориентированы под более круглым углом к оси эшелона, чем концы, но не более  $90^\circ$  (рис. 2). Если этот угол превышает  $90^\circ$ , то такую форму кулис мы назовем S-образной (рис. 2). Увеличение угла связано с изменением первоначального простирания кулис, и различие их форм отражает степень деформаций внутри эшелона, поэтому выделение Г-образных кулис как промежуточных между линейными и S-образными имеет смысл, так как облегчает характеристику эшелонов. Кроме упомянутых иногда наблюдается эшелонированное строение кулис, что определяет структуры — эшелоны в эшелонах (рис. 1).

Ориентировка кулис относительно оси эшелона закономерна, и по ней можно установить направление смещения противоположных блоков вдоль эшелона. Острый угол между кулисой и осью эшелона указывает на направление смещения блока относительно смежного с ним (рис. 1, 2, 3). Там, где это удавалось наблюдать, слои в зоне эшелона флексурозобразно изогнуты, подтверждая направление смещения блоков.

Кулисы эшелонов являются рудо- и дайковмещающими разрывными структурами и в период образования рудных и дайковых тел, безусловно, были структурами растяжения, ориентированными параллельно на-

двлению максимального сжатия. Но не всегда на стенках этих структур наблюдаются признаки, свидетельствующие об их формировании в результате отрыва, а не скола. Напротив, стенки кулис часто гладкие, притертые, несут и другие признаки скольжения явно дорудного или додайкового происхождения. Слои вдоль кулис часто смещены, причем направление смещения, согласное с направлением движения блоков вдоль эшелона. Например, если вдоль северо-восточного эшелона происходило смещение по типу левого сдвига, то такое же смещение наблюдается и вдоль его кулис, ориентированных на северо-запад. Такое же согласное смещение наблюдается и в структурах эшелона в эшелоне (см. рис. 1). Из сказанного следует, что во многих случаях структуры растяжения (микрораздвиги) возникают в результате трансформации сколовых разрывов.

В зависимости от внутреннего строения эшелонов, их внешних морфологических черт и взаимосвязи между собой выделяется несколько типов эшелонированных структур растяжения. По морфологии границ выделяются два типа эшелонов. Наиболее распространены прямолинейные эшелоны, у которых обе границы непрерывные и параллельные между собой (см. рис. 1, 2).

Уступообразные эшелоны в отличие от линейных характеризуются границами, состоящими из отдельных параллельных оси эшелона отрезков, которые по простиранию не продолжают друг друга, обуславливая тем самым не прямолинейные, а уступообразные контуры эшелона.

По характеру внутреннего строения основными широко распространенными типами являются кулисообразные эшелоны, у которых трещины растяжения заходят друг за друга кулисно и постепенно по простиранию выклиниваются (рис. 1, 2, 3). В других случаях, распространенных относительно редко, расположенные эшелонированно соседние трещины растяжения по простиранию упираются в ориентированную субнормально к ним трещину скола (см. рис. 1). Сочетание эшелонированных трещин отрыва (растяжения) с эшелонированными трещинами скола (сдвигания) обуславливает ступенчатый рисунок внутреннего строения эшелона, который полностью совпадает с профилем зеркал скольжения, на которых развиты кроме тектонической штриховки также и ступени. Ступенчатый тип эшелонов объясняет формирование на поверхностях смещения коренных ступеней, которые используются для определения направлений движений по разрыву.

Интересной особенностью эшелонов является переход по простиранию эшелонов кулисного строения в зоны дробления, указывая на генетическую разновидность зон дробления, благоприятных для локализации руд.

По взаимоотношению между собой выделяются параллельные, сопряженные и наложенные типы эшелонов. Особенно широко развиты параллельные эшелоны с идентичной кинематической характеристикой (см. рис. 1). В отличие от параллельных сопряженные эшелоны характеризуются разнонаправленным направлением смещений вдоль них (см. рис. 3). Угол между осями сопряженных эшелонов измеряется от  $45$  до  $80^\circ$ , а их кулисы параллельны между собой, но не всегда. Иногда углы между кулисами и осью эшелона идентичны таковым в сопряженном эшелоне, но кулисы этих эшелонов между собой не параллельны. Часто кулисы одного эшелона параллельны оси сопряженного с ним эшелона (см. рис. 3).

Кроме сопряженных и параллельных существуют эшелоны, наложенные друг на друга, формирование которых было не одновременным. Последовательность формирования наложенных эшелонов устанавливается на основании того, что они контролируют разновозрастные рудные тела и дайки (рис. 4).

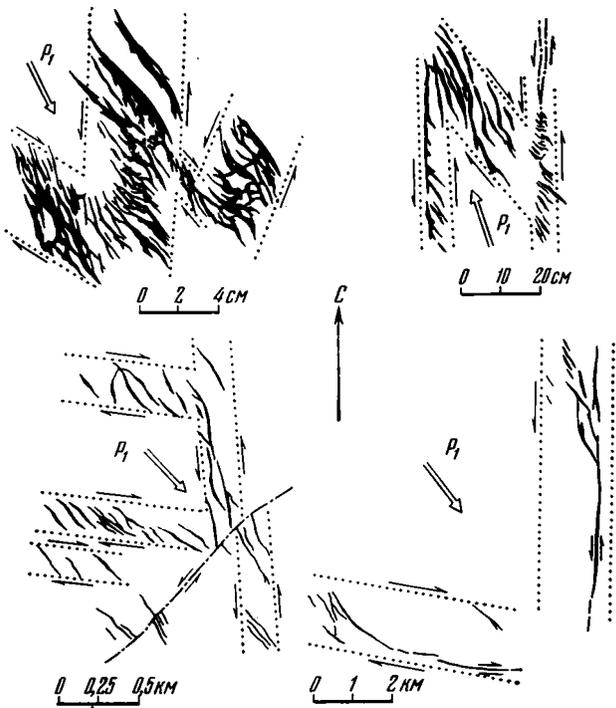


Рис. 3. Малые формы сопряженных эшелонов (вверху) и крупные, локализующие рудные тела на месторождениях (внизу)

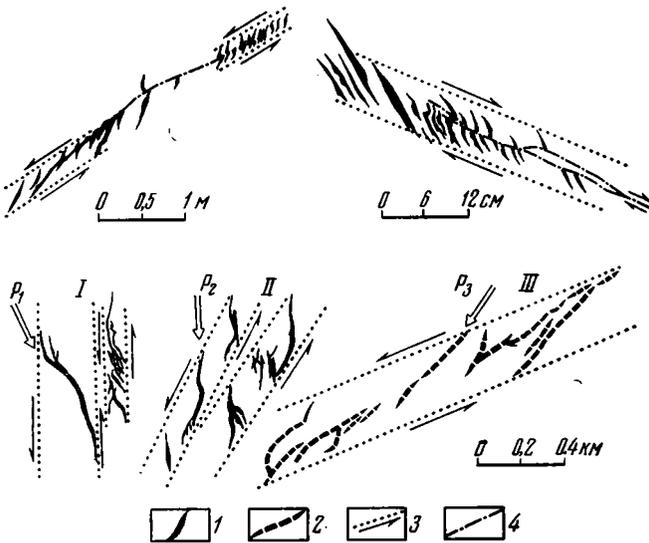


Рис. 4. Характер перехода разрывов-смещителей в эшелоны (вверху) и наложенные эшелоны, расположенные в порядке формирования (I—III): 1 — кварцевые прожилки (вверху) и оловорудные тела (внизу), 2 — дайки кварцевых порфиров, 3 — границы эшелонов, 4 — разрывы-смещители,  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  — возможная последовательность переориентировки максимального напряжения сжатия

При изучении связи эшелонированных структур с трещинной тектоникой обнаружены следующие соотношения. Наиболее четко в обнажениях, где наблюдались эшелон, выражены три системы сколовых трещин. При этом всегда одна система параллельна простиранию эшелона, а его кулисы контролируются простиранием третьей системы трещин, которые иногда субпараллельны биссектрисе прямого угла между трещинами двух первых систем (см. рис. 1). Установлено, что параллельно одной из систем трещин в некоторых случаях ориентированы разрывы с четко выраженными признаками смещений (глина трения, штрихи, борозды скольжения). Разрывы по простиранию переходят в эшелон кварцевых прожилков, причем форма кулис эшелонов постепенно меняется от разорванных и смещенных разрывом-сместителем до S-образных и Г-образных, постепенно переходящих в линейные формы (см. рис. 3, 4). Этот пример показывает особенность развития разрыва-сместителя во времени и заключается в следующем. Разрыву-сместителю предшествует формирование эшелона трещин растяжения (микрораздвигов) линейной формы. Затем разрыв, наращиваясь по простиранию, проникает в зону эшелонированных микрораздвигов, которые к этому моменту, возможно, уже выполнены минеральным веществом, и начинает их деформировать, разрывать и смещать, при этом форма кулис зависит от амплитуды перемещений, что согласуется с опытами М. В. Гзовского (1956). В начальной стадии формируются кулисы линейной формы, затем с увеличением амплитуды смещения они деформируются, последовательно приобретая Г-образную и S-образную формы, и, наконец, могут быть разорваны и смещены. Смещенные части кулис ошибочно могут приниматься за оперяющие разрыв-сместитель трещины отрыва. Вместе с тем необходимо заметить, что Г-образная форма кулис может быть обусловлена не только деформацией линейных кулис, а являться первичной формой, как сочетание сколовых трещин (фланги кулис) с трещинами растяжения (центральные части кулис) по типу трансформных разломов.

Таким образом, в развитии некоторых сдвигов следует различать зачаточный этап, в период которого формируется эшелон микрораздвигов, и собственно сдвиговый этап, когда параллельно оси сформированного эшелона возникает разрыв-сместитель, по которому происходят значительные смещения (см. рис. 4). Зачаточные (недоразвитые) сдвиги, как показали наши исследования, играли очень важную роль в процессах рудогенеза, так как формирование структур растяжения (микрораздвигов) в зоне зарождающегося сдвига обуславливало хорошую проницаемость сдвиговой зоны в целом и благоприятные условия для локализации руд в отдельных эшелонированных микрораздвигих. На разных этапах развития для сдвига присуща однозначная динамикинематическая характеристика. Однако в зачаточный этап развития сдвига вдоль зоны локализации эшелонированных структур горизонтальные сдвиговые смещения характеризуются незначительной величиной, и чтобы четко отделить эту важную для рудогенеза морфологическую разновидность сдвиговых деформаций, эшелон микрораздвигов, по-видимому, следует называть потенциальными сдвигами (Roering, 1968).

Наряду с описанными выше горизонтальными сдвиговыми эшелонами в Приморье широко распространены и наклонные, оси которых погружаются под разными углами. В зависимости от ориентировки кулис относительно наклонных осей следует различать потенциальные надвиги, взбросы, взбросо-сдвиги и сбросы, которые также играют очень важную роль в пространственном размещении рудных тел. Внутреннее строение и механизм формирования эшелонированных с наклонными осями идентичны сдвиговым эшелонам. Каких-либо закономерностей в направлениях

погружения осей не установлено, поэтому остановимся лишь на закономерностях пространственного положения потенциальных сдвигов.

Изучение малых форм потенциальных сдвигов позволило выявить основные закономерности связей между их различными элементами, что облегчает поиск и исследования внутреннего строения крупных эшелонированных структур, локализирующих рудные тела. Из выявленного морфологического разнообразия малых эшелонов некоторая часть уже открыта на месторождениях в виде крупных форм, играющих основную роль в пространственном размещении жильных тел на многих оловорудных месторождениях Приморья. Установленные закономерности строения эшелонов способствуют повышению эффективности геологоразведочных работ.

На месторождениях Приморья получили развитие две группы потенциальных сдвигов (Уткин, 1974): 1. Субмеридионального и северо-восточного простираения — левые потенциальные сдвиги. 2. Субширотного и северо-западного простираения — правые потенциальные сдвиги. Обе группы потенциальных сдвигов, являясь зеркальным отражением друг друга, сопряжены между собой. Величина угла между сопряженными сдвигами достигает  $50-80^\circ$ , а с его биссектрисой совпадает направление горизонтальных сил сжатия, на ориентировку которых (ССЗ—ЮЮВ) указывают кроме сопряженных сдвигов также развитые на некоторых из изученных месторождений надвиги и взбросы, нормальные направлению сжатия, и ориентированные в этом же направлении оси складчатых структур. На месторождениях наблюдаются совместно обе или одна из указанных групп потенциальных сдвигов.

Кроме горизонтальных сдвиговых на месторождениях Приморья получили развитие мало исследованные и трудно открываемые наклонные эшелоны, связанные с формированием надвигов, взбросов и сбросов. Изучение наклонных эшелонов представляет большой практический интерес, так как этот тип структур благоприятен для поисков рудных тел не выходящих на поверхность.

#### Литература

- Белоусов В. В. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., 1970.
- Гзовский М. В. Механизм формирования крупных сложно построенных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, 1956, № 7.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., «Наука», 1966.
- Уткин В. П. Некоторые структурные закономерности рудо локализирующих разрывов.— В сб.: Геология и металлогения Южного Приморья. Тр. ДВПИ, т. 58. Владивосток, 1974.
- Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns.— Geol. Soc. America, Bull., 1955, v. 66, No. 3.
- Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: Centralbl. f. Mineral. Geol. u. Pal., 1929.
- Roering C. The geometrical significance of natural en-echelon crackarravs.— Tectonophysics, 1968, v. 5, No. 2.
- Tuchalenko J. S., Ambraseys N. N. Structural analysis of the Dasht e Bayaz (Iran) Earthquake fractures.— Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, No. 1.
- Tunchalenko J. S. Similarities between shear Zones of Different Magnitudes.— Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, No. 6.

Приморское территориальное  
геологическое управление  
Владивосток

Статья поступила  
10 марта 1976 г.

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24.(571.15)

Г. Х. ДИКЕНШТЕЙН, А. Н. ЗОЛОТОВ, Л. Г. КИРЮХИН

## О МОНОГРАФИИ «ТЕКТОНИКА БЕЛОРУССИИ»

Вышла в свет монография «Тектоника Белоруссии» под редакцией акад. АН БССР Р. Г. Гарецкого («Наука и техника», Минск, 1976).

Монография является объяснительной запиской к Тектонической карте Белоруссии масштаба 1 : 500 000 и сопровождается ее уменьшенной многокрасочной копией масштаба 1 : 1 000 000. Эта монография имеет большое значение для изучения и сравнительного тектонического анализа структур древних платформ, так как в пределах территории Белоруссии и смежных областей, как известно, развиты основные типы структур чехла древних платформ, а фундамент этой территории характеризуется большим разнообразием типов структур, формаций и значительным возрастным диапазоном пород.

Во «Введении» показаны роль тектонических карт в геологии и значение Тектонической карты Белоруссии для развития теоретических исследований и научного обоснования направлений поисково-разведочных работ на различные виды минерального сырья.

В последующих двух главах дана характеристика тектонического положения территории Белоруссии в пределах Восточно-Европейской платформы, рассмотрены ее основные структурные элементы и приведен обзор взглядов на особенности ее строения.

Самостоятельное значение имеет третья глава, в которой излагаются принципы и методика составления Тектонической карты территории Белоруссии. Изложенная методика принципиальна нова и основана на изображении пространственного соотношения структурных подразделений (комплексов, этажей, подэтажей) с выделением из них главного доминирующего по мощности, т. е. на районировании платформенного чехла по возрасту основного этапа его формирования.

Платформенный чехол территории Белоруссии разделен на ряд структурных комплексов: нижнерифейский, среднерифейско-нижневендский, верхневендско-нижнекембрийский, нижнекембрийско-нижнедевонский, нижнедевонско-среднетриасовый, верхнетриасовый — антропогенный.

Контуры распространения перечисленных выше структурных комплексов и более мелких их подразделений — структурных этажей показаны на Тектонической карте условными линиями и соответствующими цветами. Кроме районов развития преобладающего по мощности комплекса (этажа) на карте выделены те районы, в разрезе которых распространены только один комплекс или этаж, т. е. районы развития «моноконспекса» или «моноэтажа».

Важным достижением авторского коллектива монографии является выделение, трассировка и классификация разломов по их геологическому значению. Использованная при составлении Тектонической карты территории Белоруссии методика изображения и тектонического районирования позволила объективно показать соотношение разновозрастных структур платформенного чехла и современную структуру региона.

В четвертой, пятой и шестой главах выполнен анализ тектоники фундамента территории Белоруссии; описываются структурные подразделения, формации и современная структура платформенного чехла.

Во внутренней структуре фундамента территории Белоруссии выделены досвекофенно-карельские массивы (Мазовецкий, Минский, Каунасский, Латгальский, Новгородский и др.) и разделяющие их области, переработанные ранней и поздней свекофенно-карельской складчатостью (Западно-Белорусская, Восточно-Белорусская и другие складчатые системы).

Структурно-формационные комплексы платформенного чехла объединяются в три крупных надкомплекса (подразделения): квазиплатформенный, катаплатформенный и ортоплатформенный.

Квазиплатформенные структурно-формационные подразделения, к которым авторы монографии относят терригенно-эффузивные раннерифейские образования (пугачевская и овручская серии Украинского щита и их аналог — иотний Белорусской антеклизы), характеризуются спорадическим распространением в довольно простых грабенах, прогибах и впадинах платформенного класса, относительно простыми условиями залегания, участием в строении как платформенных, так и орогенных формаций, формированием в основном в пределах массивов ранней консолидации.

К катаплатформенным структурно-формационным подразделениям авторы относят среднерифейско-нижневендские преимущественно терригенные образования. Они локализируются в пределах Волынско-Оршанского палеопрогиба и характеризуются общим азимутальным согласием составляющих их структурных этажей, общностью формационного состава.

Вышележащие верхневендско-нижнекембрийские и более молодые образования отнесены к ортоплатформенному чехлу (плитный комплекс).

В монографии описываются структурные формы, образованные указанными структурно-формационными подразделениями. На примере территории Белоруссии и сопредельных областей рассматриваются типы и эволюционный ряд структур чехла древних платформ. Впервые среди них четко обособляются доплитные и плитные структуры. Доплитные структуры, сложенные квазиплатформенными и катаплатформенными образованиями, в основном имеют отрицательную форму.

Ортоплатформенные структурно-формационные подразделения характеризуются многообразием типов плитных структур. В монографии показано, что на плитном этапе резко уменьшилась территория развития щитов и их аналогов — в этом заключается главная особенность эволюции структур чехла платформ.

Самостоятельный раздел монографии посвящен описанию классификации, особенностям строения и развития разломов. Среди них на территории Белоруссии выделены два главнейших типа разломов: платформенные (проникающие в чехол) и доплатформенные (погребенные). Каждый из указанных типов разломов в свою очередь подразделяется в зависимости от ранга ограничиваемых им тектонических элементов. Так, среди платформенных разломов выделяются: краевые суперрегиональные, краевые региональные, граничные субрегиональные, локальные. Платформенные разломы дополнительно классифицируются по

морфологии, времени заложения, главному этапу развития, связью с платформенным магматизмом.

Для большинства локальных поднятий в подсолевых и межсолевых отложениях Припятского прогиба устанавливается пространственная связь с разломами.

В последних двух главах рассматриваются этапы тектонического развития и некоторые тектонические закономерности размещения основных полезных ископаемых на территории Белоруссии. Авторы показывают, что обособленные с историко-геологических и формационных позиций три типа чехла платформы — нижнерифейский квазиплатформенный, среднерифейско-нижневендский катаплатформенный и верхневендско-фанерозойский ортоплатформенный — отвечают основным этапам платформенного развития земной коры в пределах Белоруссии и большей части Восточно-Европейской платформы. Квазиплатформенный и катаплатформенный чехлы сформировались в доплитные этапы развития платформы (продолжительность около 1 млрд. лет), ортоплатформенный — в плитные (продолжительность около 650 млн. лет).

В монографии подробно рассматриваются особенности развития Припятского прогиба в позднефранско-раннепермское время, когда происходило формирование рифтового грабена. В его развитии выделяется ранняя фаза, характеризующаяся накоплением сульфатно-карбонатной и галогенной галитовой формаций, а также сопряженной с ними щелочно-ультроосновной — щелочно-базальтоидной формацией, значительным увеличением мощности по сравнению с предшествующей стадией развития, началом интенсивного формирования зон разломов.

Средняя (зрелая или главная) фаза развития Припятского рифтового грабена характеризуется максимальным по масштабам проявления основного магматизма и галогенеза, максимальными мощностями накопившихся осадков, формированием высокоамплитудных разломов преимущественно сбросового типа и пликативно-блоковых структур.

Заключительная фаза характеризуется прекращением магматизма и галогенеза, накоплением угленосных формаций и уменьшением их мощности, формированием преимущественно пликативных структур.

Представляется, что в франско-раннепермский этап произошли значительные преобразования земной коры Восточно-Европейской платформы. С этим этапом связано формирование Днепровско-Донецкого и Припятского рифтовых прогибов, возникновение тектонического провала на территории Прикаспийской впадины и формирование основных черт ее структуры.

Заключительная глава монографии посвящена некоторым тектоническим закономерностям размещения основных полезных ископаемых Белоруссии. В ней с позиций тектонического анализа проводится районирование рассматриваемой территории по степени ее перспективности на нефть и газ, оцениваются перспективы поисков горючих сланцев, угля, каменных и калийных солей, железных руд и ряда других полезных ископаемых.

Таким образом, монография «Тектоника Белоруссии» раскрывает основные черты строения и формирования структур древних платформ. Эта работа способствует дальнейшему развитию теоретических исследований, углубленному изучению недр и открытию новых месторождений полезных ископаемых как на территории Белоруссии, так и всей Восточно-Европейской платформы.



## ХРОНИКА

УДК 551.242(263.5)

## ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ КАРИБСКОГО РЕГИОНА

В соответствии с программой работ Советской комиссии по геодинамическому проекту 22—23 ноября 1977 г. в Москве проведено совещание «Проблемы геодинамики Карибского региона». Совещание было подготовлено Рабочей группой № 2, деятельность которой направлена на изучение геодинамики Восточно-Тихоокеанского региона, в том числе и островных дуг Карибской и Скотия. В работе совещания приняли участие специалисты Академии наук СССР (Геологического института, Института географии, Института физики Земли, Института океанологии, ИГЕМа), Министерства геологии СССР (ВСЕГЕИ, ВНИИ геофизики, НИЛЗарубежгеологии, ВНИГНИ), а также МГУ и Университета дружбы народов им. П. Лумумбы. Это обеспечило разносторонний подход к обсуждению проблемы геодинамики Карибского региона. Было заслушано 14 докладов, основанных на оригинальном геологическом, петрографическом и геофизическом материале, полученном при морских и наземных исследованиях в Карибском регионе, а также дешифрировании снимков, сделанных из космоса.

Для решения ряда вопросов геодинамики Карибский регион является ключевым. В его пределах в тесном взаимодействии представлены разные типы континентальных окраин, дуговых и придуговых структур, впадины субокеанического и океанического типа, разные кинематические типы разломов и сейсмически активных зон, причем многие тектонические процессы сохраняют высокую интенсивность до настоящего времени. Все это делает Карибский регион своего рода полигоном, где геологами и геофизиками многих стран разрабатываются и проверяются разные геодинамические модели.

Общим проблемам тектоники и геодинамики Карибского региона были посвящены доклады Ю. М. Пушаровского и В. Е. Хаина, открывшие совещание. Анализируя особенности современной структуры региона и историю ее формирования, Ю. М. Пушаровский предложил выделять в качестве особой тектонической единицы наряду с внутренними и окраинными морями межматериковые моря. Геодинамический режим последних определяется взаимодействием океанической коры и двух мобильных континентов. Для межматериковых морей характерно сочетание участков перерождения океанической коры и развития вторичных океанических и субокеанических структур. Граница между ними в Карибском море проходит по подводному продолжению кайнозойского вулканического пояса Никарагуа. Большую роль для дальнейшей расшифровки структуры региона могло бы сыграть бурение скважин по международному проекту глубоководного бурения (IPOD) на важнейших участках, перечисленных докладчиком.

В. Е. Хаин также дал исторический обзор поэтапного формирования современной сложной структуры региона, но с других позиций. Существовавший в палеозое единый континент распался в позднем триасе, когда в результате горизонтальных перемещений произошло раскрытие глубоководных впадин с утоненной земной корой континентального типа и новообразованной океанической корой. В связи с перестройкой геодинамической обстановки в конце раннего мела произошло заложение островной дуги Больших Антиль, но современный структурный рисунок области определился еще позже — в конце позднего мела и в палеогене.

Тектонической эволюции Мексикано-Карибского региона был посвящен и доклад В. А. Левченко, который подчеркнул трудности, возникающие при трактовке этой эволюции с позиций «тектоники литосферных плит». Докладчик отметил, что далеко не всегда имеет место сопряженность процессов раздвигания и субдукции.

Анализ береговых структур Мексикано-Карибского региона по космическим изображениям позволил А. Г. Рябухину увязать системы разломов акватории и суши.

Несмотря на гетерогенность структур, выделена единая система разломов, отвечающая вероятно, планетарной трещиноватости. Должны учитываться не только единство этих направлений, но и попеременная активность разломов различного направления на последовательных этапах тектогенеза.

Оценка тектонического режима с позиций вулканологии и петрологии была дана в докладах Т. И. Фроловой и В. К. Ротмана. В первом из них Малая Антильская островная дуга была противопоставлена Южно-Сандвичевой. Показано, что для обеих дуг исходной была высокоглиноземистая базальтовая магма, однако в Малых Антилах обнаруживаются петрохимические и минералогические признаки взаимодействия с силикатным веществом земной коры в промежуточных магматических очагах. Эти данные накладывают ограничения на геодинамические модели, в которых Малые Антилы рассматриваются как островная дуга внутритрокеанического типа. В докладе В. К. Ротмана была проведена аналогия между доостроводужным базальтовым вулканизмом Карибского региона и «перитрокеаническими базальтовыми геосинклиналями» северо-запада Тихого океана. По мнению автора, современное размещение базальтоидных вулканитов противоречит представлениям о поглощении литосферы в зоне субдукции по внешнему краю соответствующих островных дуг.

М. Л. Сомин, на основе изучения мезозойских метаморфических комплексов, показал зональность проявления метаморфизма, приуроченность низкотемпературной фации глаукофановых и зеленых сланцев к внутренним зонам. Предполагается «центробежное» перемещение метаморфитов в конце позднего мела и начале палеогена с надвиганием их на континентальные окраины. Это перемещение связывается с раскрытием глубоких впадин.

Результаты обобщения и анализа сейсмических данных по региону были доложены В. И. Бунэ, который отметил случаи несоответствия этих данных как концепции «тектоники литосферных плит», так и представлениям об исключительно вертикальных перемещениях литосферы.

В докладе С. А. Ушакова, А. И. Авдеева, Ю. И. Галушкина, Е. П. Дубинина была дана интерпретация нарушения изостазии Карибского региона с позиций «тектоники литосферных плит». Авторы считают, что вдоль северной и южной границ Карибской плиты имеет место не только сдвиг по трансформным разломам, но и сжатие, которое приводит к сложному сочетанию поднятых и опущенных блоков литосферы.

В ряде докладов решены геодинамические вопросы основывалось на детальном рассмотрении той или иной части региона. Карибским Андам Венесуэлы и смежным территориям Колумбийских Анд был посвящен доклад В. Д. Чеховича, который предложил актуалистическую интерпретацию тектонического развития в мезозое и кайнозое. Большой интерес вызвали доклады по Кубе. А. А. Моссаковский показал, что области преимущественного формирования моласс и олистостром были на Кубе четко разграничены в пространстве, хотя время их образования частично совпадает. Формирование олистостром было связано с перемещением тектонических покровов. Размещение олистостром и изменения в их составе позволили сделать вывод, что направление движения горных масс в процессе раннеэоценового шарьяжеобразования сначала было направлено с севера на юг, а затем сменилось на обратное, когда были надвинуты с юга аллохтонные пластины, включавшие не только фрагменты складчатых комплексов эвгеосинклинали и офiolитов океанической коры, но и молассы наложенных бассейнов. После этого на рубеже среднего и позднего эоцена пакеты тектонических покровов в пределах Северной Кубы были смяты в антиформы и синформы, которые в дальнейшем были трансгрессивно перекрыты чехлом карбонатных и терригенных отложений поздне третичного—четвертичного возраста. Связей между горизонтальными движениями, сдвигами, надвигами и размещением нефтяных и газовых месторождений Кубы касался доклад К. А. Клещева и С. В. Шеина.

Анализу новых данных о глубинном строении западной части Кубы был посвящен доклад Б. Е. Щербаковой, В. Г. Бовенко, Г. Эрнандеса. По результатам наблюдений с аппаратурой «Земля» были составлены глубинные сейсмологические разрезы, на которых повсеместно прослежены поверхность и подошва консолидированной коры, раздел между гранитным и базальтовым слоями, а на отдельных участках также ряд границ внутри консолидированной коры и в осадочной толще. По характеру строения земной коры распознаются основные тектонические зоны: передовой прогиб и зона многоэосинклинали, зона краевого шва, эвгеосинклинальная зона. Зона краевого шва характеризуется относительным сокращением мощности земной коры до 22 км, разделяемые им зоны имеют мощности 29—31 и 28—33 км. Для большей части территории земная кора близка континентальному типу, для массива Батабано — к коре субокеанического типа. Отмечаются признаки двух преимущественных направлений сжатия, приведших к перемещению масс в северо-северо-восточном и юго-восточном направлениях по крутым взбросо-надвигам, наклоненным под углами 60—75°. Наблюдается тенденция к уменьшению наклона сместителя вверх по разрезу. Имеющиеся материалы свидетельствуют о возможном присутствии очень пологого надвига (20°) в верхней части земной коры в Западном (Пинарском) литосферном блоке.

Совещание показало, как заметно продвинулось изучение Карибского региона. Стали возможными критическая оценка и дальнейшее совершенствование основных геодинамических моделей, трактующих тектоническую историю и формирование современного структурного рисунка региона. Проведенный обмен информацией и ее обсуждение будут

способствовать дальнейшим творческим исканиям. С целью более тесной увязки работ, проводимых в Карибском регионе специалистами разных учреждений и ведомств, в Рабочей группе № 2 и Советской комиссии по геодинамическому проекту учреждена инициативная группа в составе В. Д. Чеховича, А. Г. Рябухина, И. А. Соловьевой, М. Л. Сомина. Совещание отметило в своих решениях, что исключительно важное значение для разрешения спорных вопросов геологии акватории Карибского региона могла бы иметь реализация новой фазы глубоководного бурения.

*Ю. М. Пуцаровский, М. Г. Ломизе, А. Г. Рябухин*

УДК 551.24(571+571.6)

## ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

XII сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока была проведена в г. Красноярске с 6 по 8 сентября 1977 г.

В работе сессии приняло участие более 200 специалистов из научно-исследовательских и производственных организаций Академии наук СССР и Министерства геологии СССР из 29 городов страны. В программу работы были включены следующие вопросы.

1. Разработка методологических и теоретических проблем.
  2. Работы по тектоническому районированию и созданию тектонических карт.
  3. Проблемы тектоники нефтегазоносных областей.
  4. Исследования тектоники зоны перехода от океана к континенту и шельфовых морей.
  5. Основные проблемы докембрийской тектоники.
  6. Экспериментальные исследования в тектонике.
- Всего было заслушано 64 доклада, а 72 доклада обсуждено методом демонстрации графики.

В докладах на пленарном заседании освещались проблемы общей и теоретической тектоники. Круг этих проблем был ясно очерчен в докладе Ю. А. Косыгина и В. А. Соловьева. Т. Н. Спижарский рассмотрел принципы тектонического районирования. Большой интерес вызвал доклад И. В. Лучицкого с соавторами, посвященный основным результатам экспериментально-тектонических исследований в Сибири, в котором было подчеркнута значение эксперимента как критерия оценки тектонических гипотез. Ч. Б. Борукаев предложил новую схему периодизации тектонической истории Земли. В. И. Драгунов осветил концепцию иерархии тектонических объектов в применении к тектоническому картированию. В докладе И. К. Туезова были рассмотрены основные черты тектоники зоны перехода от океана к континенту, а в совместном докладе М. С. Маркова, Ю. М. Пуцаровского и С. М. Тильмана — тектоника шельфовых восточноарктических и дальневосточных морей. А. М. Лейтес и В. С. Федоровский выделили в раннем докембрии Сибири структуры континентального и океанического типа.

Далее работа сессии проходила по трем секциям: «Методологические и общие проблемы тектоники Сибири и Дальнего Востока», «Региональная тектоника» и «Тектоника нефтегазоносных областей». Надо заметить, однако, что большинство представленных докладов отличалось широтой охвата вопросов и в итоге главные проблемы широко обсуждались во всех секциях.

Целый ряд докладов был посвящен методологическим вопросам (В. Ю. Забродин, В. А. Кулындышев, В. А. Соловьев, Р. Ф. Черкасов, Ю. Н. Карогодин и др.). Эти вопросы, особенно интенсивно разрабатывающиеся в институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, являются основой дальнейшего развития теоретической тектоники, а следовательно, влияют на расширение минерально-сырьевой базы страны. На сессии, пожалуй, впервые определилось, что главная линия творческих поисков в этом направлении связана ныне с развитием концепции иерархии тектонических и геологических тел. Существенно, что исследователи уже перешли от общих разработок к конкретным, в частности, к построению серий специальных карт, на которых выделены объекты разных уровней организации. Намечены такие пути применения концепции к районированию нефтегазоносных областей.

Как обычно на сессиях Совета, большое внимание было уделено тектоническим картам. Представлены и обсуждены новые карты территории СССР (В. И. Драгунов и др.), Якутской АССР (К. Б. Мокшанцев и др.), Востока СССР (С. М. Тильман и др.), Дальнего Востока (Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов и др.). Кроме того, рассматривались и специализированные карты: палеотектонические карты территории СССР для интервала поздний протерозой — ранний палеозой (Т. Н. Спижарский и др.), карта разломов территории СССР (Н. А. Беляевский и др.), карта неотектоники Дальнего Востока (Г. Ф. Уфимцев и др.).

Важным новым методом тектонических исследований является интерпретация материалов космической съемки. Сессия показала, что в этом направлении уже достигнуты большие успехи. На основе интерпретации космических снимков подготовлены принципиально новые схемы и карты (В. В. Богацкий, В. Я. Ерёменко, Л. М. Герасимов и др.), открывающие важные пути прогноза перспективных площадей. Большой интерес привлекла к себе составленная таким способом карта основных линеаментов и кольцевых структур территории СССР.

Много внимания было уделено проблемам докембрийской тектоники, в частности, тектонике Алданского щита. Были представлены новые интересные материалы по тектонической позиции глубинных гранулитов (Л. П. Карсаков) и анортозитов (В. Н. Мошкин), по глубинному строению щита (Ал. Н. Угрюмов), этапам развития щита (А. Ф. Петров и др.) и его современной структуре (Ал. Н. Угрюмов). Эти доклады показали, что сибирские геологи все более углубленно познают строение нижних горизонтов земной коры.

В серии докладов рассматривались вопросы строения Сибирской платформы в целом и ее крупных частей (К. Б. Мокшанцев, А. А. Межвилк, В. И. Яскевич, К. А. Савинский, Э. Э. Фотиади и др.). Ряд сообщений посвящался различным вопросам строения и развития Монголо-Охотского пояса (А. Н. Булгатов, В. С. Сурков, В. А. Амантов, Ц. О. Очиров, М. Т. Турбин и др.), а также Западно-Сибирской плиты (М. Я. Рудкевич, К. И. Микуленко и др.).

Остро дискутировался вопрос о структуре и особенностях развития Северо-Востока СССР. В последние годы получены материалы, которые заставляют по-новому интерпретировать строение этой области. Ряд исследователей отстаивает существование Колымского срединного массива (Г. С. Гусев, К. Б. Мокшанцев др.), тогда как другие (С. М. Тильман, Н. А. Шило и др.) его отрицают. По-видимому, решение вопроса во многом зависит от постановки комплексных геолого-геофизических исследований. Важность и результативность таких исследований была продемонстрирована применительно к территориям Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области в коллективных докладах сотрудников СНИИГГиМСА (В. С. Сурков, Э. Э. Фотиади, М. П. Гришин, О. Г. Жеро, А. П. Щеглов и др.).

Доклады, посвященные проблемам тектоники Дальнего Востока (И. И. Тютрин, В. В. Харахинов, Ю. С. Немцев и др.), как правило, затрагивают актуальные вопросы нефтегазоносности изученных территорий. Широко освещались принципы районирования нефтегазоносных областей (Ю. Н. Карогодин, Ю. Н. Швембергер, Ю. К. Бурлин и др.), рассматривался ряд новых приемов и методических разработок. С большим вниманием были выслушаны также доклады красноярских геологов (Н. Н. Дашкевич, В. Е. Кучеров, В. Д. Накоряков и др.), отразившие успехи нефтепоисковых работ в крае. Сессия показала, что недавно созданная секция Научного Совета под руководством А. А. Трофимука развернула эффективную работу по координации тектонических исследований, направленных на поиски нефти и газа.

Отрадно, что ряд докладов, представленных на сессии, был посвящен методам изучения малых структурных форм — от трещин и будин до тектонических покровов (К. И. Микуленко, С. Н. Кудрин, Л. В. Махлаев и др.). Докладчики предложили новые методики, показали большое значение структурных исследований для геологической практики.

Сессия отразила состояние общетеоретических и региональных тектонических исследований, проводимых в Сибири и на Дальнем Востоке, и высоко оценила их результаты. Она обратила также внимание на необходимость осуществления ряда мероприятий и рекомендовала следующее.

1. Провести работы по составлению среднemasштабных региональных тектонических карт территории Восточной Сибири и совершенствованию методических основ их построения.

2. Координировать тектонические исследования, проводимые в Сибири и на Дальнем Востоке, с исследованиями, осуществляемыми по Международному геодинамическому проекту и соответствующей проблеме Координационного плана научно-исследовательских работ Министерства геологии СССР.

3. Способствовать более тесной увязке методологических исследований, данных тектонического эксперимента и результатов региональных тектонических исследований с целью дальнейшей разработки теоретической тектоники.

4. Усилить работу Совета по организации и координации комплексных тектонических исследований нефтегазоносных, перспективно нефтегазоносных областей и рудоносных провинций.

5. Организовать подготовку научного пособия по методологии тектонических исследований для повышения научного уровня проводимых геолого-геофизических работ.

Участники сессии выразили благодарность партийным, общественным и геологическим организациям Красноярска за создание прекрасных условий для работы.

Следующую сессию совета решено провести в августе 1979 г. в Якутске.

*Ч. Б. Борукаев, И. В. Луцицкий*

*Редакционная коллегия:*

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ  
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

*Адрес редакции:*

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Е. А. Проценко*

---

Сдано в набор 05.05.78    Подписано к печати 21.06.78    Т-09564    Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать    Усл. печ. л. 9,8    Уч.-изд. л. 10,1    Бум. л. 3,5    Тираж 2050 экз    Зак. 4146

---

Издательство «Наука». 103717, Москва, Подсосенский пер., 21  
2-ая типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 10

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

- Мерзляков В. М. СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ (Северо-Восток СССР).** Труды Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института. Вып. 19. 1971. 152 с., 3 вкл. 96 к.
- МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА СССР.** 1971. 296 с. 2 р. 10 к.
- ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.** 1974. 202 с. 1 р. 04 к.
- СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ.** 1976. 368 с. 3 р. 99 к.
- ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ.** Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 9. 1974. 284 с. 3 р. 41 к.
- Шебалин Н. В. ОЧАГИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР.** 1974. 52 с. 24 к.

## ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

готовит к печати:

- Власов Г. М. ОБЩИЕ УСЛОВИЯ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛИЯХ.** 20 л. 3 р.

В книге рассмотрены общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналиях. Синтезированы материалы по составам газогидротерм в областях современного вулканизма. Выделены генетические ряды геосинклинальных рудных формаций. Исследовано явление периодичности геологических процессов, намечены планетарные периоды растяжения земной коры и массовых излияний базальтов. Предложены новые принципы металлогенического анализа.

Издание рассчитано на геологов-тектонистов и специалистов, занимающихся металлогенией.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Ленина, 64; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. К. Маркса, 28; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»