

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

A stylized landscape illustration. The top part shows a range of blue mountains against a light beige background. Below the mountains is a solid black horizontal line, and the bottom half of the cover is a large, solid teal area representing water.

4

1983

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин*, (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова*, (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*,  
*Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*,  
*В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кулындышев*, *А. П. Милов*,  
*В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*,  
*И. К. Тузов*.

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю. Чена, 65,  
ком. 203, тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*  
Мл. редактор *Н. В. Волдовская*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*  
Корректоры *Н. В. Дусина*, *О. Д. Першина*

Сдано в набор 20.04.83. Подписано к печати 28.07.83.  
МН-07552. Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Высокая печать. Усл.-  
печ. л. 13,4. Усл.-кр. отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж  
883 экз. Заказ № 582.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,  
Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Но-  
восибирск, 77, Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

НОВОСИБИРСК

№ 4, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

Л. М. Парфенов. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 2. Мезозойды Сихотэ-Алиня; общие закономерности строения и истории формирования мезозойд . . . . .	3	Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков. Некоторые проблемы интерпретации данных криометрии метаморфогенных включений . . . . .	69
В. Ю. Косыгин, А. А. Врублевский. Особенности геологической структуры Северо-Западной котловины Тихого океана и Филиппинского моря (по гравиметрическим данным) . . . . .	17	И. А. Резанов. История представлений о месте океанов в структуре Земли . . . . .	79
А. Н. Деркачев, И. В. Уткин, С. А. Горбаренко, С. П. Плетнев, Н. Н. Ковалюх, А. И. Бочул, Ю. И. Берсенев. Корреляция и скорости накопления осадков Японского моря в поздне-последлениковое время . . . . .	22	В. В. Орленок. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя . . . . .	88
А. А. Заболотников, О. В. Левченко, Ю. Д. Евсюков. Тектоника и фации осадочного чехла подводной окраины Корякского нагорья . . . . .	30	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Л. А. Баскакова, Е. Д. Калачева, Т. М. Окунева, И. И. Сей. Проблемы региональной стратиграфии мезозоя и кайнозоя Дальнего Востока . . . . .	38	В. В. Куделькин. Подводный каньон Левенорна и его палеоаналоги на охотоморском склоне Тонино-Анивского полуострова (Юго-Восточный Сахалин) . . . . .	101
А. П. Ханчук. Геология и происхождение Срединнокамчатского кристаллического массива . . . . .	45	М. Д. Герасименко, А. П. Кириенко, Г. А. Шароглазова. Определение горизонтальной составляющей современных движений земной коры способом уравнивания разностей измерений без твердых пунктов на примере Толбачинского геодинамического полигона (Камчатка) . . . . .	106
И. К. Туезов, Ю. И. Бакулин, В. А. Бормотов, В. Н. Гагаев, Ф. Г. Корчагин, Н. П. Романовский, Ю. В. Талтыкин. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов . . . . .	54	М. В. Горшко. О девонских свитах юго-западного Синегорья (Ханкайский срединный массив) . . . . .	110
В. А. Баладин. Новые данные о структуре и зональности рельефа Куларского подножия (Яно-Оймяконское междуречье) . . . . .	58	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Л. В. Эйриш. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) . . . . .	64	Ю. А. Косыгин. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка девятая. О новой контракционной гипотезе . . . . .	114
		Л. М. Парфенов. К проблеме мезозойд Верхояно-Чукотской области . . . . .	120
		С. Ф. Биска. Перспективное направление в изучении мерзлотных процессов и палеогеографии Северо-Востока Азии . . . . .	124

Константин Владимирович Боголепов 128

USSR ACADEMY OF SCIENCES  
FAR EAST SCIENCE CENTRE  
**PACIFIC GEOLOGY**

JULY — AUGUST

NOVOSIBIRSK

№ 4, 1983

CONTENTS

L. M. Parfenov. Continental margins, island arcs in Mesozoic folded system and kinematics of Mesozoic folding. The 2 <sup>nd</sup> paper. General laws of structure and evolution . . . . .	3	I. A. Rezanov. The history of views on oceanic location in the Earth's structure . . . . .	79
V. Yu. Kosygin, A. A. Vrublevsky. Geological structure peculiarities of the North-Western Pacific Basin and Philippine Sea (on gravimetric data) . . . . .	17	V. V. Orlenok. Late Phanerozoic paleogeography of the World Ocean . . . . .	88
<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>			
A. N. Derkachev, I. V. Utkin, S. A. Gorbatenko, S. P. Pletnev, N. N. Kovalyukh, A. I. Bot-sul, Yu. I. Bersenev. Korrelation and rates of deposition in the Sea of Japan in late post-glacial time . . . . .	22	V. V. Kudel'kin. Levenorn abyssal canyon and its paleoanalogues on the Sea of Okhotsk slope of Tonino-Aniva Peninsula (South-Eastern Sakhalin) . . . . .	101
A. A. Zabolotnikov, O. V. Levchenko, Yu. D. Ev-syukov. Tectonics and facies of sedimentary cover the Koryak Upland submarine margin . . . . .	30	M. D. Gerasimenko, A. P. Kirienko, G. A. Sha-roglazova. Definition of horizontal compo-nent of the modern crustal movement by the equalization of measurements differen-ces on example of Tolbachek geodynamic polygon (Kamchatka) . . . . .	106
L. A. Baskakova, E. D. Kalacheva, T. M. Okune-va, I. I. Sey. Regional stratigraphy prob-lems of the Far East Mesozoy and Cenozoy . . . . .	38	M. V. Goroshko. On Devonian suites of the South-Western Sinigor'e (Khanka Median Massif). . . . .	110
A. I. Khanchuk. Geology and origin of the Median Massif of Kamchatka . . . . .	45	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
I. K. Tuezov, Yu. I. Bakulin, V. A. Bormotov, V. N. Gagaev, F. G. Korchagin, N. P. Ro-manovsky, Yu. V. Taltykin. Deep geophys-ical researches of Komsomol'sk and Verkh-neamursk ore regions . . . . .	54	Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses. The 9-th note. New contractional hypothesis . . . . .	114
V. A. Balandin. New data on structure and zonation of the Kular foot relief (Yano-Oimya-ko interfluve) . . . . .	58	L. M. Parfenov. To the problem of Verkhoyano-Chukotsk folded region . . . . .	120
L. V. Arish. On relation of gold ores with mag-netic granitoids (The Far East example) . . . . .	64	S. F. Biske. Prospectives in study of frozen pro-cesses and paleogeography of the North-Eastern Asia . . . . .	124
N. V. Berdnikov, L. P. Karsakov. Some problems of cryometry data interpretation of meta-morphogenetic inclusions . . . . .	69	<b>Konstantin Vladimirovich Bogolepov</b> . . . . .	
			128

© Издательство «Наука»  
«Тихоокеанская геология»,  
1983 г.

УДК 551.24(571.6)

*Л. М. Парфенов*

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ, ОСТРОВНЫЕ ДУГИ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И КИНЕМАТИКА МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ СТАТЬЯ 2

### МЕЗОЗОИДЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ; ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОИД

В мезозоидах Сихотэ-Алиня и Сахалина прослежены латеральные ряды структурно-вещественных комплексов, характеризующие раннемезозойскую пассивную континентальную окраину, позднемезозойскую островную дугу и сенон-палеогеновую активную континентальную окраину андийского типа. Рассматриваются общие закономерности строения мезозойских складчатых сооружений происхождения в результате взаимодействия островных дуг и активных континентальных окраин с океанической плитой Кула, перемещавшейся на протяжении юры и мела в северном направлении из Тихого океана в сторону Евразии и Северной Америки.

В отличие от большинства исследований по тектонике мезозойских складчатых сооружений Северо-Востока Азии, основанных на представлениях об этапах развития геосинклиналей, в настоящей статье общие закономерности строения и истории формирования мезозойских складчатых сооружений определяются путем установления в их составе структурно-вещественных комплексов и их латеральных рядов, характерных для современных активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг. В предыдущей статье (Тихоокеанская геология, № 3, 1983 г.) были рассмотрены мезозойды Верхояно-Чукотской области.

#### 1. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В СИХОТЭ-АЛИНСКО-САХАЛИНСКОМ РЕГИОНЕ

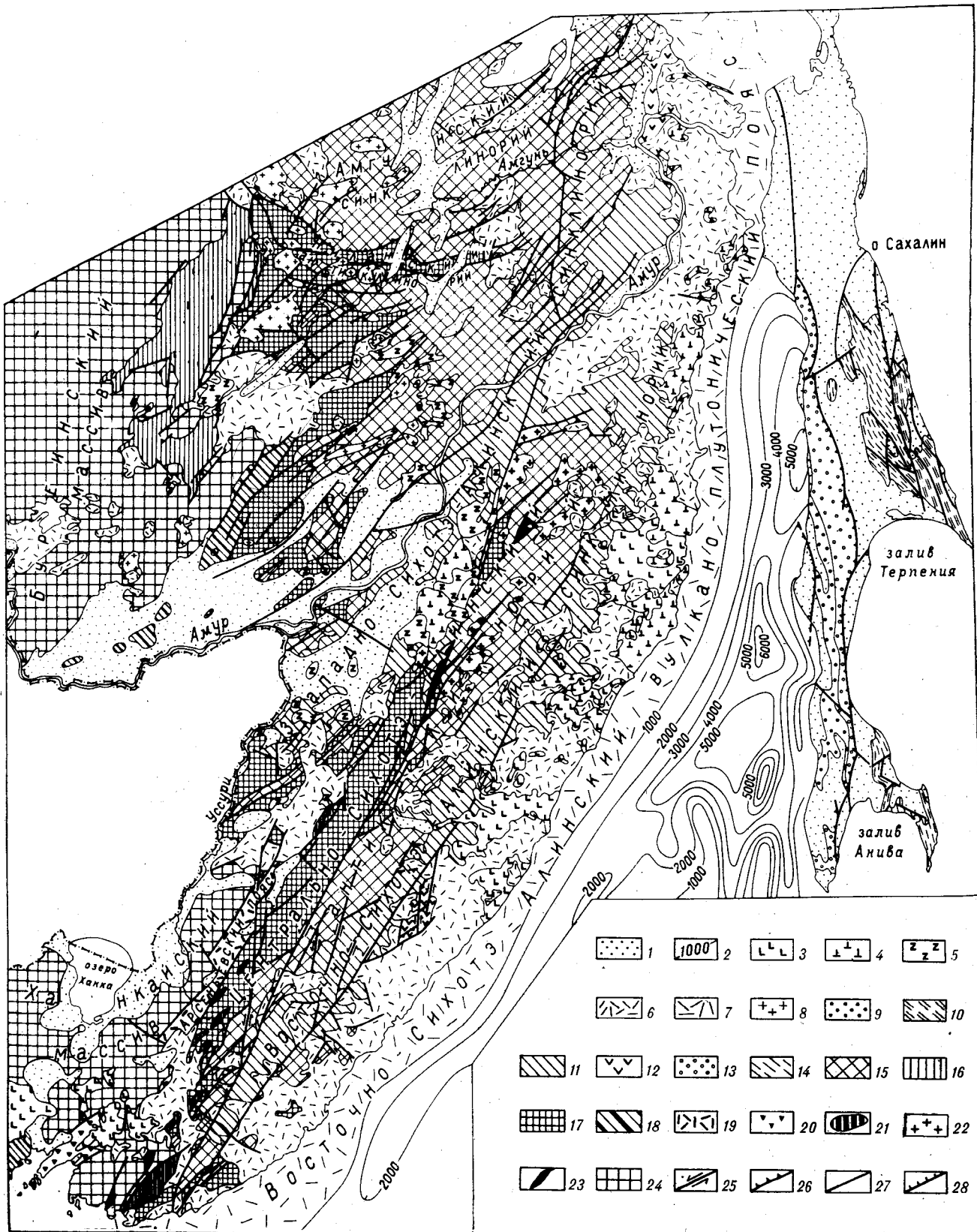
В данном регионе намечаются латеральные ряды структурно-вещественных комплексов раннемезозойской пассивной континентальной окраины, позднемезозойской островной дуги и сенон-палеогеновой активной континентальной окраины андийского типа. Вдоль восточных границ Буреинского и Ханкайского срединных массивов прослеживаются фрагменты разнотип-

ской платформы, а также смещением континентальных окраин и островных дуг в сторону океана и наращиванием в результате этого процесса континентальной коры за счет океанической. Мезозойская складчатость развивалась в течение длительного времени, начиная со средне-позднеюрского времени и до конца мелового периода. Формирование мезозойских складчатых сооружений происходило в результате взаимодействия островных дуг и активных континентальных окраин с океанической плитой Кула, перемещавшейся на протяжении юры и мела в северном направлении из Тихого океана в сторону Евразии и Северной Америки.

ных палеозойских континентальных окраин (рис. 1, 2).

Вдоль восточной границы Буреинского массива пассивная континентальная окраина намечается на основе анализа латеральной зональности фаунистических охарактеризованных девонско-пермских отложений. При удалении от окраины массива в их составе, наряду с увеличением мощности, выклиниваются грубообломочные мелководные отложения, возрастает роль в разрезе тонкообломочных и глинистых пород, появляются мощные пачки кремнистых, глинисто-кремнистых и вулканогенно-кремнистых образований. Такого типа изменения прослеживаются не только по латерали, но и снизу вверх по разрезу, что свидетельствует о прогрессивном расширении бассейна седиментации и его углублении.

Вдоль восточной границы Ханкайского массива намечается позднепалеозойская активная континентальная окраина андийского типа [8]. Здесь устанавливается Арсеньевский вулканический пояс протяженностью 260 км, образованный континентальными лавами и туфами андезитов, дацитов, липаритов, латитов, трахандезитобазальтов, которые переслаиваются с туфоконгломератами, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами (500—700 м). По-



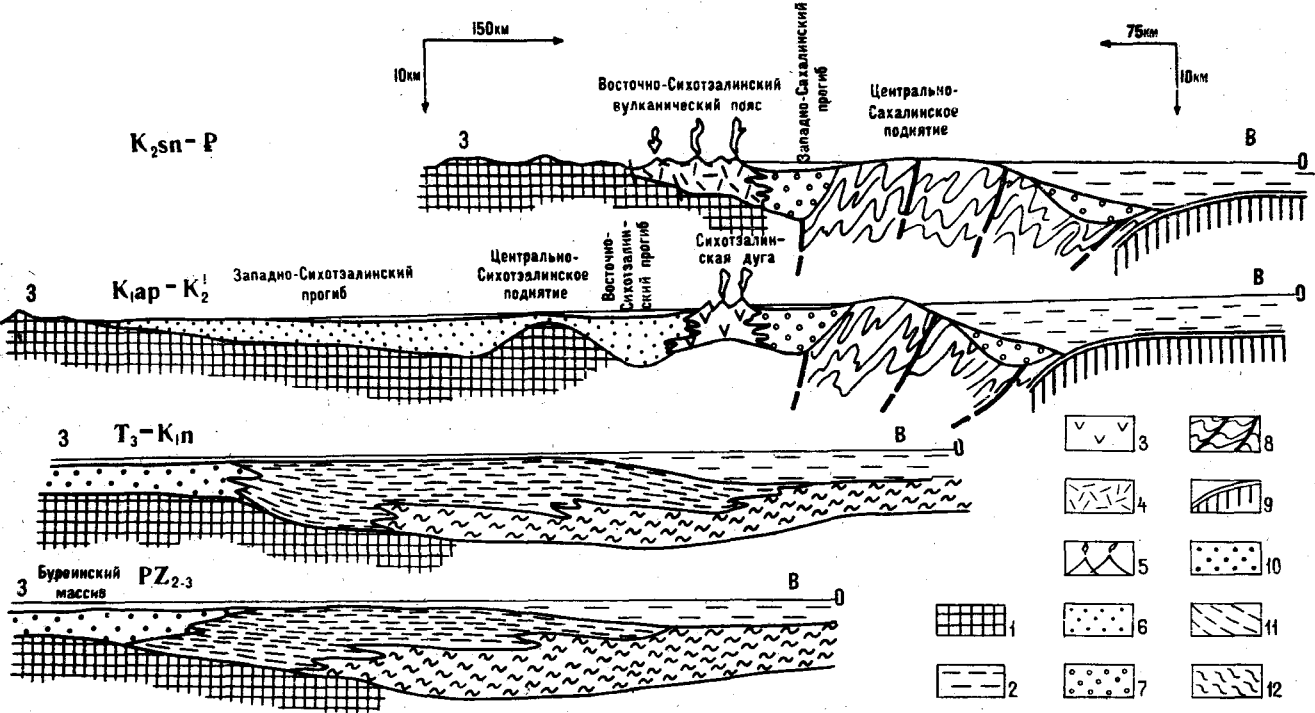


Рис. 2. Палеотектонические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию Сихотэ-Алинско-Сахалинского региона.

1 — континентальные блоки, 2 — вода, 3 — вулканические дуги, 4 — вулканоплутонические пояса, 5 — действующие вулканы, 6 — тыловые прогибы, 7 — преддуговые прогибы, 8 — аккреционные клинья, 9 — океаническая кора, 10 — прибрежно-морские и континентальные толщи верхней части шельфа, 11 — песчано-глинистые толщи, местами с базальтоидами нижней части шельфа, 12 — вулканогенно-кремнистые толщи подножия континентального склона и океанического дна.

яе резко несогласно накладывается как на палеозойские, так и на докембрийские метаморфические породы фундамента Ханкайского массива. С востока к нему примыкает узкий (до 30 км) линейный прогиб, выполненный складчатыми морскими терригенными толщами верхней перми (около 3 км), отделяющийся от пояса разломами.

Осадочные отложения верхней перми принято считать более древними, чем вулканы Арсеньевского пояса. Однако K-Ar-датировки субвулканических липаритов пояса достигают 250 млн. лет. Верхняя часть терригенного комплекса содержит остатки фораминифер и мшанок, характерных для самых верхних горизонтов верхней перми. Эти данные свидетельствуют о том, что формирование пояса происходи-

ло в целом синхронно с накоплением терригенных толщ прогиба. По тектоническому положению прогиб сходен с преддуговыми прогибами современных активных континентальных окраин.

Отсутствие нижне- и среднетриасовых отложений на большей части Сихотэ-Алиня, наличие мощных пачек конгломератов с обломками гранитоидов, верхнепалеозойских пород и кристаллических сланцев в подошве верхнетриасовых образований западных районов Северного Сихотэ-Алиня свидетельствуют о крупной тектонической перестройке на границе палеозоя и мезозоя.

Приконтинентальные районы бассейна седиментации определяются прибрежно-морскими и континентальными разрезами верхнего триаса, юры и неокома, характерными для восточ-

Рис. 1. Схема тектоники Сихотэ-Алинско-Сахалинского региона.

1 — кайнозойские отложения, 2 — изолинии мощности кайнозойских отложений в Татарском проливе, 3 — плиоцен-раннечетвертичные толеитовые базальты, 4 — миоценовые щелочные базальты, 5 — плиоцен-раннечетвертичные щелочные базальты, 6—10 — комплексы сенон-палеогеновой активной континентальной окраины: 6 — континентальные вулканы и ассоциирующиеся с ними гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, а также вулканические поля во внутриконтинентальных районах, 7 — их предполагаемое распространение по аэромангитным данным, 8 — позднемиоловые гранитоиды, 9 — отложения преддугового прогиба, 10 — образования аккреционного клина; 11—14 — комплексы Сихотэ-Алинской островной дуги позднемезозойского возраста: 11 — тылового прогиба, 12 — вулканической дуги, 13 — преддугового прогиба, 14 — аккреционного клина; 15—16 — комплек-

сы раннемезозойской пассивной континентальной окраины: 15 — отложения верхнего шельфа и приконтинентальных районов, 16 — отложения нижнего шельфа и континентального подножия; 17—21 — образования палеозойских континентальных окраин: 17 — нижнего шельфа и континентального подножия, 18 — верхнего шельфа и приконтинентальных районов, 19 — верхнепермские континентальные вулканы, 20 — верхнепермские образования островодужного типа, 21 — метагбродиты; 22 — раннемеловые высокоглиноземистые граниты, 23 — выступы кристаллических пород предположительно докембрийского возраста, 24 — раннедокембрийские кристаллические образования, 25 — сдвиги, 26 — надвиги, 27 — разломы ближе неопределенные, 28 — сбросы.

ных окраин Буреинского и Ханкайского массивов. В восточном направлении они увеличиваются в мощности, исчезают перерывы и несогласия, выклиниваются грубообломочные породы. В составе верхнетриасовых отложений возрастает роль кремнистых и глинистых пород, появляются радиоляриты, подводнооползневые горизонты, турбидиты. В Центральном Сихотэ-Алине они представлены глубоководными вулканогенно-кремнистыми образованиями, которые перекрываются мощным (около 11 км) сложно дислоцированным юрско-неокомовым комплексом песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с горизонтами основных вулканитов и кремнистых пород.

В востоку от центральных районов Сихотэ-Алины верхняя возрастная граница вулканогенно-кремнистых образований становится последовательно все более молодой. В низовьях р. Амура выделяется киселевская свита, сложенная пестроцветными яшмами и кремнистыми породами, переслаивающимися с зеленокаменноизмененными вулканитами основного состава, туфогенными песчаниками и алевролитами геттанг-синемюрского возраста. Еще более молодые вулканогенно-кремнистые толщи устанавливаются на Сахалине, где они датируются юрой — ранним мелом [2].

Вулканогенно-кремнистые образования как на Сихотэ-Алине, так и на Сахалине тесно связаны с гипербазитами и габброидами и объединяются с ними в офиолитовые ассоциации. Формирование их, по-видимому, происходило в условиях океанического дна. Вышележащие мощные песчано-сланцевые толщи, тесно связанные с вулканогенно-кремнистыми толщами по латерали, могут рассматриваться в качестве отложений континентального склона и его подножия. Отсутствие комплексов вулканических дуг позволяет предполагать существование раннемезозойских пассивных окраин вдоль восточных сторон Буреинского и Ханкайского массивов.

Формирование нижнемезозойского комплекса и развитие пассивной континентальной окраины завершились складчатостью в конце неокома, охватившей большую площадь Сихотэ-Алины. С проявлением этой складчатости может быть связано отсутствие готеривских отложений и несогласное залегание вышележащего баррем-раннесенонского комплекса.

Вулканическая дуга позднемезозойского возраста намечается по выходам дислоцированных прибрежно-морских и континентальных баррем-туронских вулканогенно-осадочных образований из-под пологозалегających вулканических покровов Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Они известны в низовьях Амура, в бассейне р. Кемы и в Приморье, а также на северо-западе Сахалина (мыс Марии).

Комплекс тылового прогиба дуги слагает осевые зоны Западно-Сихотэ-Алинского и Восточно-Сихотэ-Алинского синклиналиев. Он образован мощными (до 6 км) сложнодислоцированными толщами аргиллитов, алевролитов и песчаников, часто флишoidalными, охарактеризованными разнообразными преимущественно мелководными морскими органическими остатками баррем-раннесенонского возраста. Характерно присутствие пирокластического материала на различных стратиграфических уровнях. Отмечаются горизонты конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, растительный детрит, содержание которых, как и содержание пирокластического материала, увеличивается вверх по разрезу, что свидетельствует о последовательном обмелении бассейна седиментации и усилении во времени вулканических извержений в пределах смежной вулканической дуги.

Приокеанические тектонические элементы островной дуги устанавливаются в пределах Сахалина. Альбско-маастрихские отложения Западно-Сахалинских гор, представленные морскими амагматичными сланцево-граувакковыми толщами мощностью до 5—6 км, рассматриваются в качестве образований преддугового прогиба первого типа. В восточном направлении мощность этих отложений сокращается, в их составе увеличивается содержание грубозернистых пород. Здесь реконструируется внешняя невулканическая дуга, образованная зеленосланцевым, местами глаукофансланцевым с телями эколгитов комплексом вальзинской серии позднермско-триасового возраста и юрско-раннемеловыми вулканогенно-кремнистыми толщами. Характерной особенностью строения этих образований является совмещение в единой структуре разнофациальных ассоциаций пород: глубоководных аргиллитокремнистых, спилито-карбонатно-кремнистых и несомненно мелководных, представленных пачками массивных однородных песчаников с хорошо сортированным и зрелым обломочным материалом. Представляется вероятным, что здесь совмещены не только фациально различные, но и разновозрастные образования. Для проверки этого предположения необходимы специальные стратиграфические исследования. С вулканогенно-кремнистыми и метаморфическими образованиями ассоциируются массивы основных и ультраосновных пород, приуроченные обычно к крупным надвигам, наклоненным к юго-западу. Характерны зоны серпентинитового мелажа.

Латеральный ряд тектонических элементов, характеризующий активную континентальную окраину андийского типа сенон-палеогенового возраста, включает Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулкано-плутони-



ческий пояс, преддуговой прогиб, устанавливаемый в пределах Западного Сахалина, и аккреционный клин, располагающийся в центральных и восточных районах Сахалина.

Восточно-Сихотэ-Алинский пояс, образованный сенон-палеогеновыми вулканогенными и интрузивными образованиями, по составу слагающих его образований и строению сходен с Охотско-Чукотским, что отмечалось многими исследователями. Он занимает аналогичную тектоническую позицию и, следовательно, можно предполагать его связь с палеозоной Беньофа. Глубины до палеозоны Беньофа по содержанию  $K_2O$  в вулканитах оцениваются в 160 км в восточной, 180 в центральной и 220—230 км в западной частях [3]. Примерный угол наклона зоны составляет около  $20^\circ$ .

Преддуговой прогиб активной континентальной окраины совпадает с аналогичным прогибом предшествующей островной дуги. Перерыв в верхах мелового разреза Западного Сахалина, который бы отражал смену геодинамической обстановки на окраине континента, здесь отсутствует. Палеогеновые отложения (2,5—3,0 км), залегающие с небольшим перерывом, представлены угленосными толщами конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Эти общие особенности строения разреза преддугового прогиба указывают на его унаследованный характер и постепенное отмирание.

Аккреционный клин охватывает весь район Восточного Сахалина. Палеогеновые отложения здесь большей частью отсутствуют, и на меловые и более древние образования налегают песчано-конгломератовые угленосные и кремнисто-аргиллитовые толщи неогена (до 2 км), выполняющие ряд впадин. Аккреционный клин активной континентальной окраины андийского типа наращивает аккреционный клин предшествующей островной дуги за счет приращения к нему с востока складчатых вулканогенно-кремнистых и граувакковых толщ сенонского возраста.

Работами Б. А. Иванова [4], В. Н. Силантьева [10], И. И. Берсенева [1] и В. П. Уткина [13] установлена важная роль крупных левосторонних сдвиговых перемещений мезозойского возраста в формировании структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы. Сдвиги в целом протягиваются параллельно складчатой системе и тектоническим элементам континентальной окраины и, следовательно, имеют окраинно-континентальное положение. Они во многом сходны с системой сдвигов Сан-Андреас на западе США. Сдвиги формировались в течение длительного времени, при этом возраст их становится все более молодым по направлению от континента к океану. Наиболее древние сдвиги устанавливаются вблизи вос-

точных окраин Буреинского и Ханкайского массивов. Образование их относится к поздней юре — неокому и совпадает со столкновением Буреинского массива с южной окраиной Сибирской платформы и образованием в результате этого Монголо-Охотской складчатой системы. Эти сдвиги были объединены в *Амгунско-Уссурийскую* систему [9]. Она включает большое количество субпараллельных разломов северо-восточного простирания протяженностью от нескольких десятков до нескольких сотен километров, благодаря которым восточные границы массивов, вытянутые в общем долготном направлении, имеют зубчатый характер.

К востоку от Ханкайского массива разломы Амгунско-Уссурийской системы срезаются северо-северо-восточными и долготными, также левосторонними сдвигами *Центрально-Сихотэ-Алинской* системы позднемезозойского возраста. Смещения по отдельным сдвигам этой системы оцениваются от нескольких десятков до 150—200 км. Складчатые дислокации мезозойских толщ Сихотэ-Алиня в значительной степени определяются перемещениями вдоль сдвиговых нарушений.

Возникновение систем сдвигов в пределах Сихотэ-Алиня может быть поставлено в связь с движением океанической плиты Кула в северном направлении, примерно параллельно границе континента. Амгунско-Уссурийская система сдвигов представляет собой широкую зону скольжения между Буреинско-Ханкайским мегаблоком и плитой Кула, образовавшуюся после столкновения Буреинского массива с Сибирской платформой. Основные перемещения по сдвигам не прекратились и после образования в барреме островной дуги. Погружение океанической коры под нее происходило под острым углом. При таких геометрических соотношениях в тылу островной дуги должны возникать крупные сдвиги (Fitch, 1972). По-видимому, такую природу имеет Центрально-Сихотэ-Алинская система сдвигов. Эти соотношения объясняют недоразвитость позднемезозойской островной дуги, меньшую ширину Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и меньшие объемы магматических образований по сравнению с Охотско-Чукотским.

## 2. СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И БЛОКИ ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В СОСТАВЕ МЕЗОЗОИД, ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРИРОДА

Среди срединных массивов Северо-Востока Азии различаются массивы типа А и типа Б

[7]. Фундамент массивов типа А (Омолонский, Охотский) слагают нижнедокембрийские кристаллические образования, метаморфизованные в гранулитовой фации. В составе фундамента массивов типа Б (Буреинский, Ханкайский) преобладают существенно менее глубинные кристаллические образования: амфиболитовой и малоглубинной гранулитовой фации, возраст которых, по-видимому, несколько моложе, чем в фундаменте массивов типа А. Характерно более широкое распространение диафторических изменений и повторной складчатости.

Рифейские, палеозойские и нижнемезозойские образования в пределах срединных массивов характеризуются рядом особенностей, которые существенно отличают их от синхронных образований смежных складчатых систем. Среди осадочных отложений верхнего докембрия — нижнего кембрия преобладают формации, в строении которых существенную роль играют известняки и доломиты, кварцевые и аркозовые песчаники. В более высоких частях разреза существенно роль аркозовых песчаников наряду с граувакковыми разностями. Широко распространены псефитовые породы. Особенностью массивов являются многочисленные перерывы на различных стратиграфических уровнях, которые по своей продолжительности превосходят время накопления стратифицируемых толщ. По всему разрезу распространены вулканические породы, количество которых местами весьма велико (например, в среднем палеозое Омолонского массива). Рифейско-нижнемезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы массивов часто рассматривают как их чехол и сопоставляют с чехлом древних платформ. Однако с такими представлениями не согласуется обычная повсеместная дислоцированность этих отложений, местами с развитием линейных складок и кливажа, что особенно характерно для массивов типа Б. В пределах массивов этого типа отмечается повышенный метаморфизм рифейских и нижнепалеозойских образований, обычно неравномерный, от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Суммарная мощность рифейско-нижнемезозойских отложений весьма велика: 5000—9000 м на массивах типа А и до 15 км на массивах типа Б. Изменения мощности на массивах типа А незначительны. На массивах типа Б формирование осадочных комплексов происходило в пределах отдельных прогибов, разделенных зонами поднятий. Характерно наличие прибортовых, прибрежных фаций. В краевых частях прогибов местами устанавливается трансгрессивное налегание верхних свит комплексов на породы основания.

Вдоль окраин срединных массивов прослежи-

ваются позднедокембрийские, палеозойские и раннемезозойские прогибы, выполненные терригенно-карбонатными и терригенными толщами, мощность которых в 2—4 раза превышает мощность синхронных им отложений внутренних районов массивов. В пределах окраинных прогибов, наряду с увеличением мощности, происходит изменение состава и строения рифейско-фанерозойских комплексов по сравнению с центральными частями массивов. Эти изменения выражаются в замещении континентальных и субконтинентальных формаций морскими, уменьшении роли в разрезе псефитов и замещении их более тонкообломочными породами, уменьшении числа перерывов и сокращении их продолжительности.

Наряду со срединными массивами устанавливаются сравнительно небольшие по размерам блоки глубокометаморфизованных пород, для которых доказан или может предполагаться раннедокембрийский возраст. Они известны на востоке Чукотского полуострова, на п-ве Тайгосе, в Приколымском антиклинории, в Центральном Сихотэ-Алине, Срединном хребте Камчатки и других районах.

Блоки метаморфических пород значительно сильнее, чем в срединных массивах, переработаны в процессе позднейших складчатости и метаморфизма. Они имеют изометричные, удлиненно-овальные и реже линейные клиновидные в плане очертания, вписываясь в общую складчатую структуру. В отличие от срединных массивов они не сопровождаются существенными изменениями состава, строения разреза и мощностей перекрывающих и обрамляющих их фанерозойских толщ.

Срединные массивы обоих типов представляют собой обособленные от обрамляющих их складчатых систем образования. Тем не менее сходство по составу и возрасту раннедокембрийских комплексов Охотского срединного массива с нижнеархейскими образованиями фундамента Сибирской платформы позволяет предполагать, что они являются частями единого *Восточно-Сибирского мегаблока*. Шельфовые прогибы Яно-Колымской системы развились на погруженных, раздробленных, утоненных, разошедшихся и впоследствии вновь сомкнувшихся участках этого мегаблока.

Нижнедокембрийские метаморфические образования Восточной Чукотки, п-ова Сьюард на Аляске, представляющие собой реомобилизованные в мезозое выступы фундамента миогеосинклинальной зоны складчатой системы Брукса-Врангеля, намечают самостоятельный *Чукотский мегаблок*. Этот мегаблок, возможно, распространяется на большую площадь Чукотской складчатой системы. Буреинский и Ханкайский срединные массивы, которые, по-ви-

### 3. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ, ИХ ТИПЫ

димому, соединяются друг с другом на территории Манчжурии, принадлежат другому — *Буреинско-Ханкайскому мегаблоку*. В центральных районах Охотского моря предполагается существование *Охотоморского мегаблока* аналогичного типа.

Восточно-Сибирский мегаблок представляет собой одно из древнейших сиалических ядер Азиатского континента, которое явилось основным оформившейся позднее Сибирской платформой. Чукотский, Буреинско-Ханкайский и предполагаемый Охотоморский мегаблоки также могут рассматриваться в качестве сиалических ядер континента, но они возникли позднее, примерно в конце раннего докембрия, отличаясь от Восточно-Сибирского мегаблока меньшими размерами, особенностями состава и метаморфизма. В палеогеографическом отношении их, возможно, следует сопоставлять с современными микроконтинентами.

Многие из располагающихся в пределах складчатых систем блоков древних метаморфических пород являются фрагментами, «оторженцами» раннедокембрийских мегаблоков, разобщенными с ними в процессе эволюции активных континентальных окраин. Степень разобщения может быть различной. Она, по-видимому, сравнительно невелика у Авековского блока, отделяющегося от Омолонского массива Гижигинской складчатой зоной с относительно небольшим содержанием вулканических пород. Еще меньше она, возможно, у Среднего массива Камчатки, который примыкает к Охотоморскому массиву, отделяясь от него амагматичными, слабо дислоцированными мезозойскими и маломощными палозалегающими кайнозойскими отложениями. Обособление Авековского блока и Среднего массива Камчатки, по-видимому, связано преимущественно с раздвиговыми движениями. Появление докембрийских метаморфических пород на юге Приморья, обнаруживающих большое сходство с раннедокембрийскими образованиями Ханкайского массива [5], может быть объяснено смещениями по серии параллельных сдвигов мезозойского возраста. Благодаря таким смещениям, блоки метаморфических пород были отколоты от Ханкайского массива и перемещены в северо-восточном направлении.

Блоки метаморфических пород в Центральном Сихотэ-Алине, Ганальский и Хавывенский выступы Камчатки располагаются целиком в пределах эвгеосинклинальных зон. Существование таких блоков объясняет присутствие аркозового материала в разрезах эвгеосинклинальных комплексов, в частности, в палеозое Сихотэ-Алиня и мезозое Сахалина. Банка Ямато в Японском море, Сейшельские острова и Мадагаскар, возможно, являются современными аналогами подобных образований.

В пределах всех рассматриваемых районов устанавливаются латеральные ряды тектонических комплексов, характерные для современных активных континентальных окраин различного типа, пассивных континентальных окраин и островных дуг. В большинстве районов удается проследить несколько разновозрастных латеральных рядов, которые определенным образом сопрягаются друг с другом. При этом разновозрастные латеральные ряды, в которых тектонические комплексы различного типа связаны не только совместным нахождением, но, согласно современным геодинамическим моделям, и общностью происхождения, выходят за пределы конкретной складчатой системы, распространяясь в смежные складчатые системы и даже на древние жесткие блоки. Главные мезозойские вулканоплутонические пояса и зоны тектоно-магматической активизации на Северо-Востоке Азии неавтономны. Они принадлежат определенным рядам тектонических комплексов и занимают среди них закономерное место.

Четкие закономерности вертикальных последовательностей латеральных рядов, характеризующих континентальные окраины различного типа и островные дуги, отсутствуют. Приконтинентальные комплексы латерального ряда могут накладываться на разнотипные подстилающие образования. Наиболее показательны в этом отношении вулканические и вулканоплутонические пояса различного типа, включая и вулканические островные дуги. Они протягиваются иногда на тысячи километров, накладываясь на разнородный фундамент, но при этом сохраняют главные особенности своего состава и строения. Такие соотношения свидетельствуют о существенном изменении тектонического плана и смене полей напряжения, которые предшествовали заложению структур латеральных рядов.

Мезозойские складчатые системы Северо-Востока Азии, обычно рассматриваемые как эвгеосинклинальные и заключающие офиолиты в качестве обязательного компонента, занимают различную позицию относительно Тихого океана. Часть из них следует приблизительно параллельно границам Тихого океана, а другие на тысячи километров вдаются в глубь континента в виде лентовидных узких полос. Современная структура и характер вторичных тектонических преобразований складчатых систем коррелируются с их тектонической позицией, хотя до складчатости их седимента-

ционные тектонические элементы и тектоническая эволюция имели много общего. Периокеанические системы представляют *аккреционные* складчатые системы, возникающие за счет аккреции (приращения) океанической коры к континенту, а внутриконтинентальные — *коллизийные* складчатые системы, возникшие путем коллизии (столкновения) ранее сформированных жестких блоков континентальной коры [14].

К аккреционным складчатым системам относятся мезозойские Корякская, Сихотэ-Алинская и Восточно-Сахалинская системы, а также кайнозойская Олюторско-Камчатская система. В аккреционных системах выделяются все элементы, характерные для современных островных дуг и активных континентальных окраин андийского типа, которые в Сихотэ-Алинской системе накладываются на латеральные ряды пассивной окраины. Приокеанические элементы этих систем — аккреционные клинья и преддуговые прогибы второго типа отчетливо смещаются в сторону океана, значительно увеличиваясь в объеме. При этом пространственные связи таких элементов, как вулcano-плутонические пояса различного типа, преддуговые прогибы первого типа и аккреционные клинья, практически не нарушены. Активность вулcano-плутонических поясов по времени согласуется с деформацией в аккреционных клиньях. Чешуйчато-надвиговая структура аккреционных клиньев с вергентностью в сторону океана часто практически не искажена.

Деформационная структура Сихотэ-Алинской складчатой системы в значительной степени определяется крупными левосторонними сдвигами, продольными к ее простиранию и бывшей окраине континента, которые накладываются и осложняют ее общую зональность. Складчатые системы такого типа могут быть названы *сдвиговыми аккреционными складчатыми системами*.

Коллизийные складчатые системы (Монголо-Охотская и Южно-Ануйская) разделяют крупные континентальные блоки, независимо развивавшиеся в течение длительного геологического времени. Они представлены узкими (до нескольких десятков километров) зонами, протягивающимися на тысячи километров, которые образованы геологическими комплексами того же типа, что и аккреционные системы, но исключительно сложно дислоцированными и местами метаморфизованными в зеленосланцевой и лавсонит-глаукофансланцевой фациях. Характерны регионально развитая сланцеватость, транспозиционные структуры, местами переходящие во вторичную тектоническую полосчатость. Вулканические и плутонические пояса, связанные с развитием палеозоны Беньофа, обычно накладываются на жесткое

сиалическое основание обрамляющих блоков, выходя далеко за пределы зон повышенной дислоцированности. Аккреционные клинья и комплексы преддуговых прогибов пространственно совпадают с зонами значительных деформаций, а их прежние структурные связи, как правило, нарушены.

С коллизийными складчатыми системами сопряжены эпиколлизийные вулcano-плутонические пояса, протягивающиеся на сотни километров, которые перекрывают как уже складчатые комплексы систем (*s. str.*), так и окраины смежных жестких блоков и обычно ассоциируют с молассами. Они образуются на заключительных этапах коллизии в обстановке кратковременного растяжения, возникающей как реакция на длительно существовавшее до этого сжатие. Скачкообразное смещение фронта магматизма, возможно, связано с резким погружением в мантию последних порций океанической коры.

К разновидности коллизийных складчатых систем относится Яно-Колымская система, характеризующаяся значительной шириной, изменчивыми простираниями и преимущественным распространением мощных амагматичных толщ. Образование этой системы может быть связано с коллизией Сибирской платформы и полно развитой по ее периферии пассивной континентальной окраины с островной дугой, включающей Алазейское островное вулканическое поднятие и Момско-Полуосненскую систему поднятий, выступающую в качестве аккреционного клина. Ее особенностью является ступенчатое омоложение возраста складчатости и надвигов по направлению к платформе, что отражает различные этапы коллизии.

Формирование деформационной структуры мезозойских складчатых систем происходило в течение длительного времени и было многоэтапным. Наиболее ранние эпизоды складчатости имели место еще в период геосинклинального осадконакопления и относятся ко времени формирования аккреционных клиньев.

Восстановить более или менее целостную картину тектонической эволюции Северо-Востока Азии на основе определения прежних границ литосферных плит и кинематики их взаимных перемещений представляется возможным, только начиная с раннего мезозоя.

В раннем мезозое на Северо-Востоке Азии устанавливаются три крупные сиалические массы — мегаблоки, основой которых являются раннедокембрийские кристаллические комплексы, слагающие большую часть их фундамента (рис. 3). Наиболее крупным из них является Восточно-Сибирский мегаблок, включающий Сибирскую платформу, а также большую часть Яно-Колымской миегосинклинальной системы и Охотский срединный массив. В палеотекто-

T<sub>3</sub>-J<sub>2</sub>

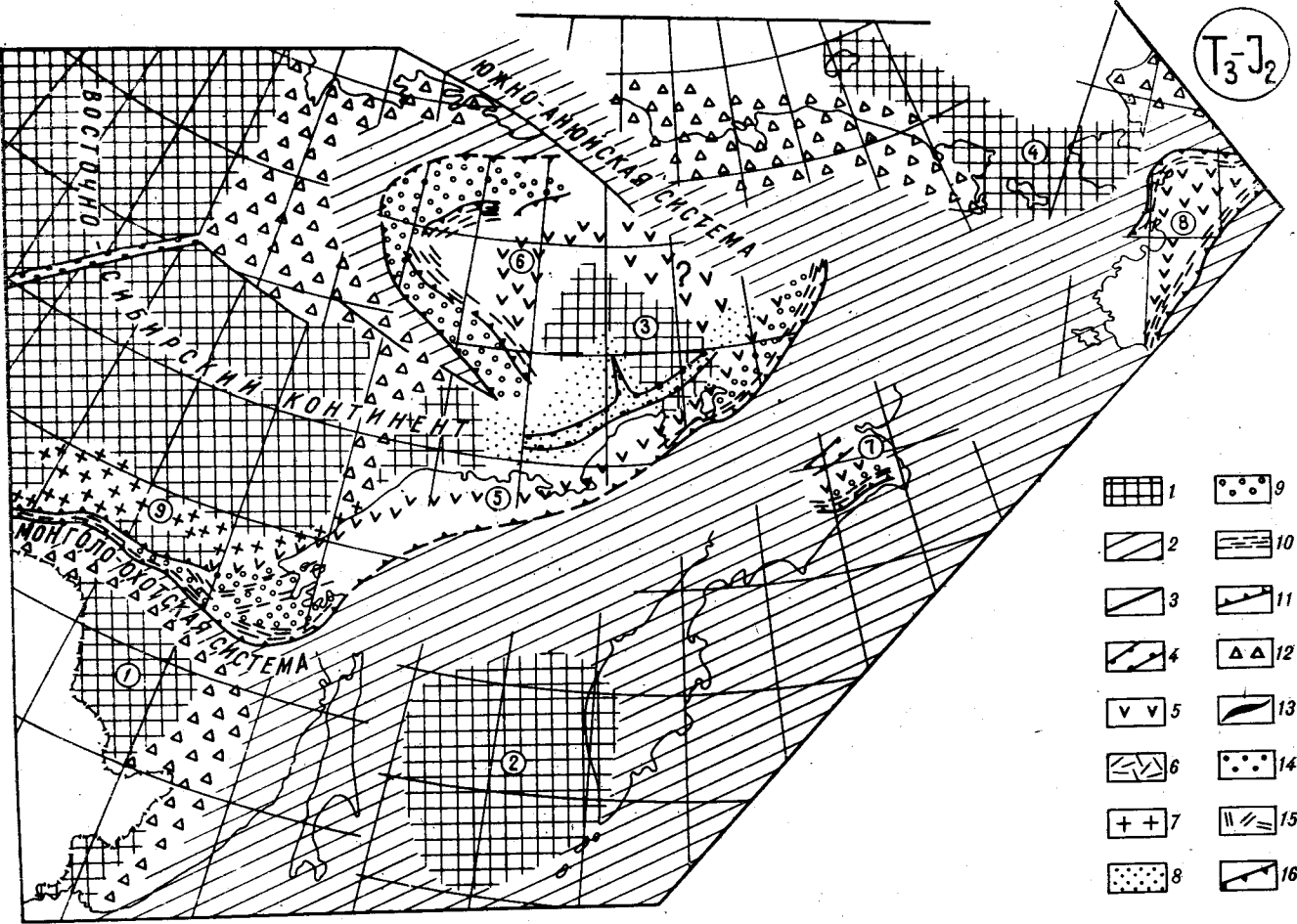


Рис. 3. Палеотектоническая схема поздне триасово-среднеюрского времени.

1 — континент и микроконтиненты, 2 — океан и бассейны с корой океанического типа, 3 — трансформные разломы, 4 — рифтовые зоны, 5 — вулканические дуги, 6 — окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса, 7 — пояса гранодиоритовых батолитов, 8 — тыловые прогибы, 9 — преддуговые прогибы, 10 — аккреционные клинья, 11 — положение палеозон Бенъофа, 12 — пассивные континентальные окраины, 13 — молодые складчатые зоны, 14 — краевые и межгорные прогибы, тыловые прогибы окраин кордильерского типа, 15 — эпиколлизонные вулканоплутонические пояса, 16 — надвиги.  
 Цифрами в кружках обозначены: 1—4 — микроконтиненты: 1 — Буреинско-Ханкайский, 2 — Охотоморский, 3 — Омолонский, 4 — Чукотский; 5—8 — вулканические дуги: 5 — Удско-Мургальская, 6 — Алазейская, 7 — Кэнкэрэн, 8 — Юкон-Коюкук; 9 — Становой пояс гранодиоритовых батолитов.

ническом отношении этот мегаблок соответствует континенту. Юго-восточная граница континента определяется Удско-Мургальской островной дугой. Вдоль северной окраины континента намечается Олойская островная дуга, заложение которой относится к концу среднего — началу позднего триаса. К этой же окраине континента была приурочена еще одна островная дуга — Алазейская. Южная окраина континента определяется поясом мезозойских гранодиоритовых батолитов Станового хребта.

Менее крупные древние сиалические массы — Чукотский и Буреинско-Ханкайский мегаблоки выступают в качестве микроконтинентов. Южная граница Чукотского микроконтинента, охватывающего также северные районы Аляски, на большом своем протяжении имеет характер пассивной континентальной окраины. Северная и восточная границы Буреинско-Хан-

кайского мегаблока, которые прослеживаются в пределах территории СССР; также представлены пассивными континентальными окраинами. В центральной части Охотского моря предполагается существование Охотоморского микроконтинента аналогичного типа [11].

Восточно-Сибирский континент отделялся от микроконтинентов бассейнами с корой океанического типа, которая устанавливается в большинстве районов в виде офиолиитов, входящих в состав аккреционных клиньев.

Намеченная картина распределения главных тектонических элементов в раннем мезозое на Северо-Востоке Азии и кинематика их взаимных перемещений в целом согласуются с движениями океанических плит в пределах Тихого океана, Арктики и Северной Атлантики. В связи с раскрытием Северной Атлантики континентальные массы в обрамлении Арктики

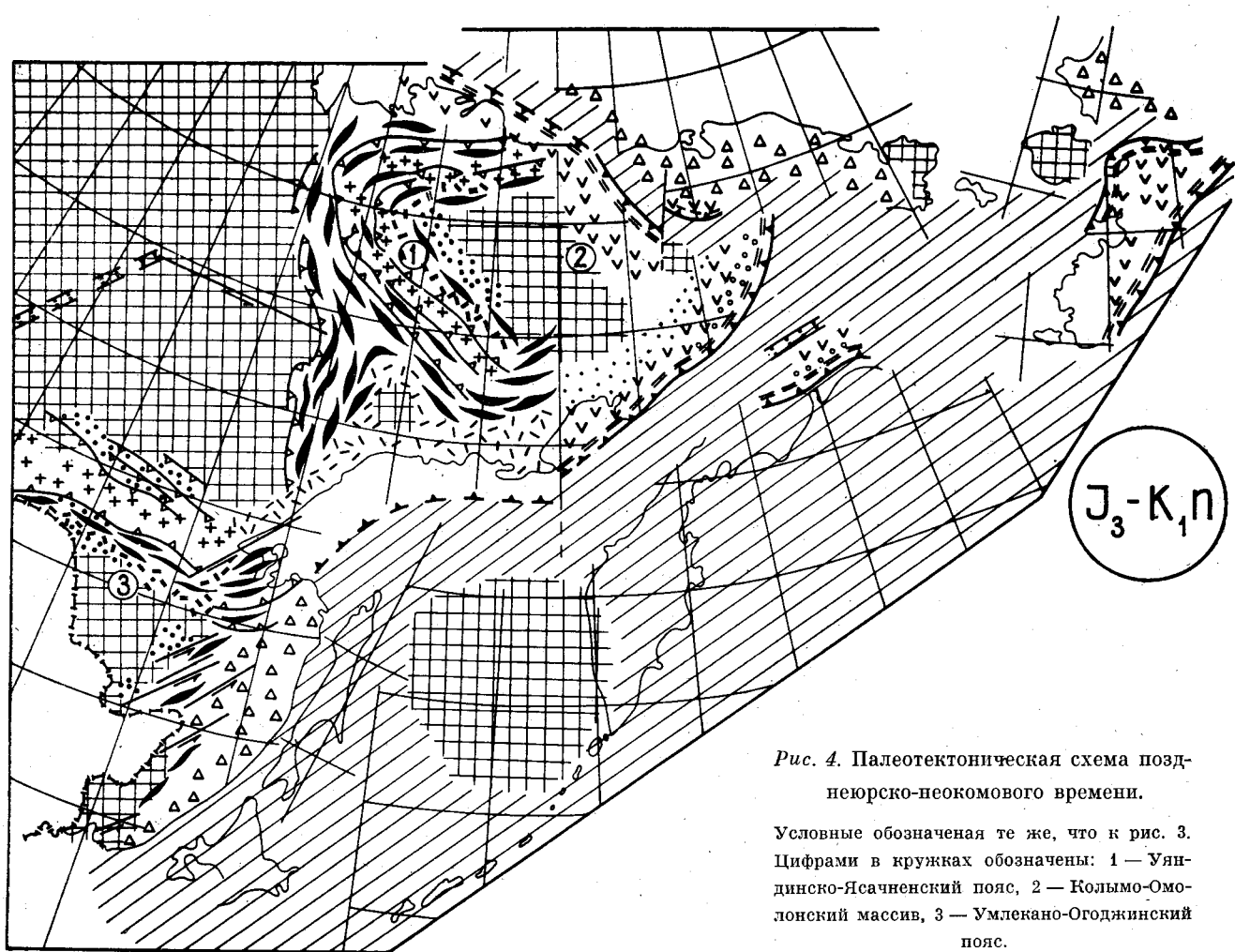


Рис. 4. Палеотектоническая схема позд-  
неюрско-неокомового времени.

Условные обозначения те же, что к рис. 3.  
Цифрами в кружках обозначены: 1 — Уян-  
динско-Ясаченский пояс, 2 — Кольмо-Омо-  
лонский массив, 3 — Умлекано-Огоджинский  
пояс.

приобретают движение, направленное на за-  
крытие бассейнов, существовавших на месте  
Южно-Ануйской складчатой системы и Инь-  
яли-Дебинской синклиория: Восточно-Си-  
бирский континент совместно с Европой дви-  
гался вокруг Арктики в восточном направле-  
нии, Северная Америка совместно с Чукотским  
микроконтинентом перемещалась вокруг Арк-  
тики в западном направлении.

Позднеюрско-раннемеловая складчатость  
обусловлена взаимным сближением и коллизией  
древних сиалических блоков с раздавливанием  
накопленных между ними и на их склонах от-  
ложений (рис. 4). Первоначально имела место  
коллизия между Восточно-Сибирским мега-  
блоком и Алазейской островной дугой. К  
поздней юре относится столкновение Восточ-  
но-Сибирского мегаблока с Буреинско-Ханкай-  
ским. Наиболее поздним является закрытие  
бассейна, существовавшего на месте Южно-  
Ануйской складчатой системы. Оно датирует-  
ся поздним неокомом и имело место в резуль-  
тате коллизии Восточно-Сибирского мегаблока

(после причленения к нему Алазейской дуги)  
с Чукотским мегаблоком.

В конце неокома северо-восточная окраина  
Азиатского континента приобретает очертания,  
близкие к современным, в результате слияния  
Восточно-Сибирского, Чукотского и Буреин-  
ско-Ханкайского мегаблоков. Для этого време-  
ни устанавливаются два типа активных контин-  
ентальных окраин (рис. 5). В северной части  
рассматриваемой территории граница контин-  
ента определяется Охотско-Чукотским вулка-  
ническим поясом, маркирующим активную  
континентальную окраину индийского типа. На  
юге Азиатский континент окаймляется окраи-  
ной островодужного типа. После столкновения  
Буреинско-Ханкайского микроконтинента с  
Восточно-Сибирским континентом, которое при-  
вело к формированию складчатой зоны в вос-  
точной части Монголо-Охотской системы, Охо-  
томорский микроконтинент продолжает пере-  
мещение к северу по направлению к Охотско-  
Чукотскому поясу. Такое перемещение согла-  
суется с движением океанической плиты

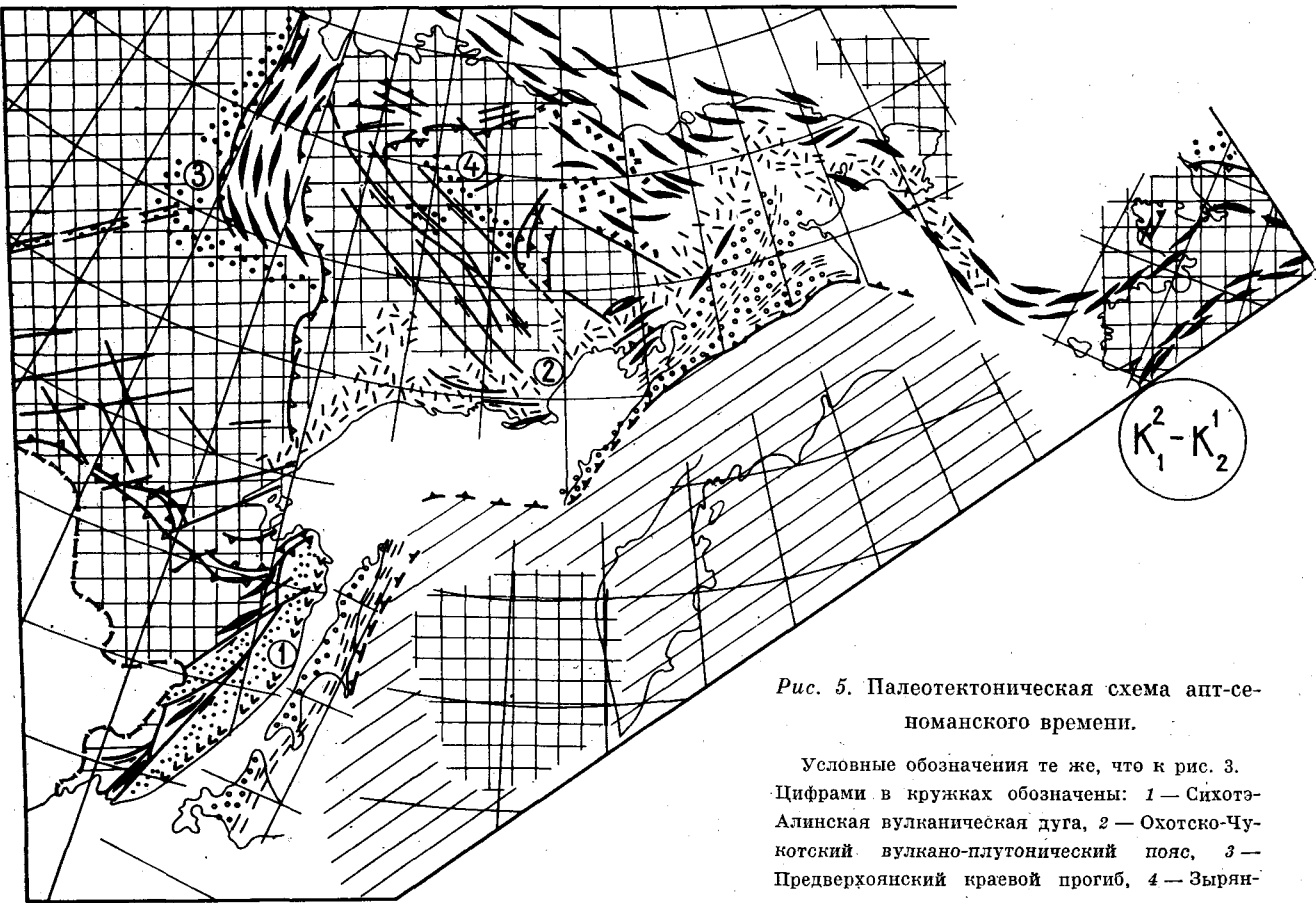


Рис. 5. Палеотектоническая схема апт-се-  
номанского времени.

Условные обозначения те же, что к рис. 3.  
Цифрами в кружках обозначены: 1 — Сихотэ-  
Алинская вулканическая дуга, 2 — Охотско-Чу-  
котский вулканоплутонический пояс, 3 —  
Предверхолянский краевой прогиб, 4 — Зырян-  
ская впадина.

Кула [15, 16]. Столкновение Охотоморского микроконтинента с Восточно-Сибирским привело к заклиниванию зоны Беньофа Охотско-Чукотского пояса и прекращению магматической активности. Это вызвало существенную перестройку системы активных окраин на Северо-Востоке Азии.

Образованный в конце неокома континент в течение позднего мезозоя не представлял собой жесткой монолитной глыбы. В его пределах устанавливаются значительные деформации не только вдоль зон разрывных нарушений, но и складчатые. Наиболее существенные складчатые деформации этого возраста устанавливаются в северной его части, в районе сопряжения Азиатского континента с Североамериканским, которые в позднем мезозое составляют единое целое. В связи с продолжающимся раскрытием Северной Атлантики закрытие бассейна на месте Южно-Анжуйской складчатой системы не привело к снятию напряжений в этом районе. Общее движение масс по периферии Северного Ледовитого океана сохраняется прежним. На продолжающееся сжатие консолидированные разновозрастные складчатые системы реагируют путем образования гигантских горизонтальных изгибов (до 1000 км в попереч-

нике) — ороклиналей. На востоке Аляски выделяется Аляскинская ороклиналь, а в северной части Берингова моря — Берингоморская ороклиналь [6, 17]. Складчатые деформации сопровождаются крупными сдвигами, которые примерно параллельны крыльям ороклиналей.

Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое определялась общим наращиванием континента, увеличением его размеров. При этом были существенны два процесса: 1) миграция активных континентальных окраин и островных дуг в сторону океана и переработка таким путем океанической коры в континентальную и 2) слияние ранее существовавших (раннедокембрийских) сиалических мегаблоков, а также мелких сиалических блоков различного возраста, типа и размеров в более крупные континентальные массы.

Процессам деструкции, разрушения континентальной коры в ряде современных палеотектонических реконструкций Северо-Востока Азии отводится если не определяющее, то, по крайней мере, равное с конструктивными процессами значение [11]. Следует подчеркнуть сложность установления древних рифтовых зон. Процессы рифтогенеза проявляются преимущественно на ранних этапах эволюции склад-

чатых систем. Поэтому рифтовые комплексы большей частью оказываются погребенными под более молодыми отложениями другого типа, первичные структуры рифтовых зон существенно видоизменяются уже на этапе, который принято называть геосинклинальным (s. str.), и полностью перерабатываются в процессе складчатости. Несмотря на существенные трудности, проведенное исследование показывает важное значение деструктивных процессов в ходе тектонической эволюции рассматриваемого района. Они проявляются в виде рифтогенеза на пассивных континентальных окраинах, например в позднем докембрии, раннем и среднем палеозое Яно-Колымской складчатой системы, в раннем палеозое Сихотэ-Алинской системы, в среднем палеозое Монголо-Охотской системы, в тыловых прогибах островных дуг.

Намечаются эпохи рифтогенеза, более или менее синхронные на большей части рассматриваемого района. Таковыми являются девонская и триасовая эпохи рифтогенеза, следы которых обнаруживаются почти во всех складчатых системах и которые отчетливо проявлены на Сибирской платформе. В противоположность эпохам преобладающего растяжения намечаются эпохи преобладающего латерального сжатия, фиксирующиеся складчатостью, которые также являются примерно синхронными на огромных пространствах Северо-Востока Азии (позднеюрско-неокомовая эпоха, соответствующая раннемезозойской складчатости, сенонская эпоха, соответствующая позднемезозойской складчатости).

Установление эпох преобладающих растяжения и сжатия не свидетельствует, что в такие эпохи целиком господствуют только условия растяжения или только условия сжатия, а вся тектоническая эволюция окраины континента определяется их чередованием. Проведенный анализ со всей отчетливостью показывает, что зоны растяжения (рифтогенеза и спрединга) и зоны сжатия (зоны складчатости в районах коллизии континентальных блоков или в аккреционных клиньях) существовали одновременно, сменяя друг друга по латерали, на протяжении всей (местами начиная с позднего докембрия) обозримой тектонической эволюции Северо-Востока Азии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До последнего времени широко распространены представления о специфичности мезозойских складчатых сооружений Северо-Востока Азии и, в первую очередь, мезозойд Верхояно-Чукотской области. Эта специфика виделась в широком распространении однообразных амагматических терригенных толщ верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, карбонатных и терри-

генно-карбонатных толщ рифей, нижнего и среднего палеозоя, выдерживающих свой состав и мощности на огромных пространствах области, исключительно гранитоидном магматизме, простоте складчатой структуры. Верхояно-Чукотская область рассматривалась в качестве эпикратонной, возникшей на погруженном архейском фундаменте.

Исследования последних 10—15 лет показали со всей очевидностью, что такие представления определялись, прежде всего, слабой геологической изученностью. Тщательное изучение палеонтологических остатков и детальные геологические съемки раскрыли сложную литолого-фациальную зональность отложений различного возраста и, прежде всего, верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Установлена сложность и многоэтапность складчатых дислокаций, прослежены и нанесены на карты системы крупных пологих надвигов, местами переходящие в шарьяжи. По периферии Момско-Полоусненской системы поднятий раскрыто широкое распространение разновозрастных олистостромовых горизонтов. Во многих районах описаны офиолиты. Таким образом, здесь обнаруживаются все без исключения элементы, характерные для альпийских складчатых сооружений. Отличия оказываются не качественными, а количественными, здесь, скажем, нет такого обилия офиолитов, как на Урале, или широкого развития тектонических покровов, как в Альпах. Такие отличия не свидетельствуют об особой специфичности мезозойд Северо-Востока Азии, поскольку все складчатые сооружения в той или иной степени специфичны. Алтае-Саянская область не является копией Казахстана и совсем не похожа на Урал. Урал отличается от Кавказа, а Кавказ от Альп.

Структура мезозойд Северо-Востока Азии определяется мозаикой блоков, спаявшихся в результате серии столкновений друг с другом и с более крупной континентальной массой Сибирской платформы. Формирование мезозойских складчатых сооружений происходило в процессе взаимодействия активных континентальных окраин и островных дуг с океанической плитой Кула, перемещавшейся на протяжении юры и мела в северном направлении из Тихого океана в район сопряжения Евразии и Северной Америки. В составе мезозойд устанавливаются коллизионные складчатые системы, располагающиеся во внутриконтинентальных районах, возникшие в результате столкновения крупных сиалических блоков друг с другом, и аккреционные складчатые системы, располагающиеся по периферии Тихого океана параллельно его границам, возникшие в результате наращивания континента за счет переработки океанической коры.



1. Берсеев И. И. О надвигах и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, 1964, т. 158, № 4.
2. Бродская Н. Г., Гаприлов В. К., Соловьева Н. А. Особенности строения мезозойских отложений Сахалина.— Геол. и геофиз., 1976, № 4.
3. Зоченшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
4. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Кн. изд-во, 1972.
5. Мишкин М. А., Леликов Е. П., Овчарек Э. С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье.— ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6.
6. Натальин Б. А., Парфенов Л. М. Симметрия системы разломов Чукотки и Аляски.— В кн.: Симметрия структур геологических тел. Вып. 1. Л., 1976.
7. Парфенов Л. М., Карсаков Л. П. и др. Древние сляпические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.
8. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. и др. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— Геотектоника, 1981, № 1.
9. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. и др. Роль разломов в формировании тектонической структуры юга Дальнего Востока.— В кн.: Разломы Байкало-

- Амурской магистрали и связь с ними месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1982.
10. Силаягьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
11. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
12. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
13. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.
14. Natal'in B. A., Parfenov L. M. The differences of accretion and collision folded systems in the North-West of the Pacific Framing.— In: Oji intern. seminar on accretion tectonics. Tomakomai, Hokkaido, 1981.
15. Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin.— Tectonophysics, 1977, v. 38, N 1—2.
16. Larson R. L., Chase C. G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 23.
17. Patton W. W., Tailleux I. L. Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia.— Bull. Geol. Soc. America, 1977, v. 88, N 9.
18. Fitch T. J. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 23.

Институт геологии ЯФ АН СССР  
Якутск

Поступила в редакцию  
29 сентября 1982 г.

## ДИСКУССИЯ

С. М. Тильман. Прежде чем разобрать существо статьи, остановимся на некоторых формальных замечаниях. В орбиту исследований автора включена Сахалинская складчатая система, которая к мезозоидам отношения не имеет. Следовательно, содержание второй статьи, как и первой, не соответствует ее названию. Стиль изложения статьи чрезмерно схематизирован, и я убежден, что она едва ли будет понята большинством читателей. Фактический материал преподносится мимоходом без конкретных привязок разрезов, без ссылки в ряде случаев на первоисточники и без должной аргументации. Словом, как и в первой статье, многие авторские положения и выводы приходится принимать на веру.

В первом разделе статьи последовательно разбираются типы палеозойских, ранне- и позднемезозойских окраин. Сделана попытка установить их составные элементы по распространению различных латеральных рядов. При этом в некоторых случаях имеют место существенные искажения. Например, верхнепермские осадочные отложения, синхронные вулканитам Арсеньевского пояса, включаются в состав преддугового прогиба, тогда как на самом деле они являются орогенными, фиксирующими становление палеозойской континентальной коры.

Более поздние активные окраины выделены на основании пространственного совмещения разновозрастных латеральных рядов, что само по себе в лучшем случае является просто недоразумением. Таковы, например, приокеанические элементы островной дуги в пределах Сахалина, включающие позднепермско-триасовые, юрско-раннемеловые, альбско-маастрихтские и сенон-палеогеновые разнофациальные образования. Выделенные автором преддуговые прогибы существовали

сами по себе, вне связи с вулканическими дугами. Таковы позднепалеозойские прогибы Юго-Восточного Приморья, сенон-палеогеновые прогибы Сахалина и т. д.

Таким образом, тектонические схемы Л. М. Парфенова, несмотря на попытку их идеализации и сопоставления с современными континентальными окраинами, оказались сотканными из разных, часто не связанных друг с другом элементов.

Во втором разделе статьи речь идет о двух типах срединных массивов — А и Б, различающихся возрастом и степенью метаморфизма их фундамента. Обоснование такого деления не приводится. Да его и не может быть, так как изученность древних докембрийских блоков на Востоке Азии крайне слабая, а интерпретация противоречивая. Раньше архей Охотского, Омолонского и Тайгоносского массивов сопоставляли с археем Алданского щита. Теперь эта точка зрения большинством исследователей не принимается. Метаморфические толщи массивов отождествляются с архейскими образованиями Становой области. Не ясен возраст метаморфических пород Буреинского и Ханкайского массивов, проблематична природа Охотоморского массива и т. д. Правильнее было бы классифицировать массивы по их тектоническому положению, что раньше и делал Л. М. Парфенов вместе с Ю. А. Косыгиным и другими авторами, а в данной статье он почему-то от этого принципа отказался.

Массивы рассмотрены здесь в связи с необходимостью обосновать существование различных континентальных мегаблоков — Восточно-Сибирского, Чукотского, Буреинско-Ханкайского и Охотоморского. Идея привлекательная для последующих мобилистских построений, однако она не имеет под собой аргументированных доказательств.

Третий раздел статьи несомненно интересен. Привлекают внимание идеи об аккреционных и коллизийных складчатых системах, условиях их образования, тектонической эволюции и т. д. Такого рода синтез применительно к Востоку Азии осуществлен впервые, если не считать некоторых статей Л. П. Зоненшайна с соавторами. Он отвечает современным мобилистским представлениям «тектоники плит», хотя и не вскрывает главных историко-геологических закономерностей. Как и следовало ожидать, геосинклинальному процессу в статьях Л. М. Парфенова, стадийности развития эвгеосинклиналей, особенностей формирования и становления континентальной земной коры не нашлось места, потому они оказались излишне механистическими. Может быть, некоторые из читателей и отдадут предпочтение изложенным представлениям. Я же их разделяю лишь частично.

**Н. П. Васильковский.** По геологии мезозойд Сихотэ-Алиня, восточной части Монголо-Охотского пояса и Сахалина Л. М. Парфеновым, по-видимому, использованы результаты оригинальных исследований и принципиальных сводок по ним, опубликованных главным образом до 1972 г., и то далеко не полностью. Из вышедших в свет после 1972 г. использованы только работы Бродской и др., 1976 г.; Тектоника континентальных окраин..., 1980 г.; Уткина, 1980 г.; а также собственные (с соавторами) статьи 1979, 1981 и 1982 гг. Вероятно, этим объясняются очень дискуссионные (с моей точки зрения) выводы Л. М. Парфенова, вызвавшие следующие мои замечания.

1. Соединение на территории Маньчжурии Буреинского и Ханкайского срединных массивов в единый Буреинско-Ханкайский мегаблок не вероятно, если иметь в виду, что Хинган-Буреинский массив, выступающий на территории СССР, является лишь частью крупной структуры типа мегантиклинория, другая часть которой в пределах Китая включает массивы Хеганский, Феншуйский, Контэйский и др. Между этой структурой («мегантиклинорием») и Ханкайским массивом (с его подземными продолжениями в Алчанской зоне до р. Хор на севере и до г. Уссурийска на юге) эвгеосинклинальная (частью «миогеосинклинальная») седиментация совершалась со среднего и позднего протерозоя, вероятно, до позднего палеозоя, в зоне же гор Наданьхада-Алинь даже до ранней-средней юры.

2. В статье нет места столь прочно утвердившемуся в геологической литературе Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня. Он просто совершенно не упоминается в статье. Существование антиклинория действительно подвергается сомнению В. П. Уткиным и многими другими геологами. Однако не меньше приморских геологов, изучавших и продолжающих изучать Сихотэ-Алинь, признают существование или считают этот вопрос спорным, подлежащим специальному изучению.

3. В разрезе морских (геосинклинальных) отложений Сихотэ-Алиня предполагавшийся перерыв в готериве в действительности, как правило, заполнен осадками, являющимися результатом непрерывной седиментации. С другой стороны, по последним данным, в Центральной синклиории (и в низовьях Амура) морская седиментация прекратилась в альбе, местами — в сеномане, т. е. не продолжалась, как это говорится в статье, до маастрихта. Во всяком случае, вопрос этот может оказаться дискуссионным.

4. Структуры о. Сахалин настолько тесно связаны со структурами Центрального и Западного Хоккайдо, что их обычно рассматривают в составе Японо-Сахалинской островной дуги.

В целом работа Л. М. Парфенова (обе статьи) представляет несомненный интерес и, вероятно, вызовет оживленную дискуссию. В работе разбираются принципиальные вопросы геологии Северо-Востока с позиций нового методического подхода, претендующего, по

Л. М. Парфенову, прийти на смену анализу геологических формаций или, по крайней мере, расширить обычный формационный подход. Л. М. Парфенов молчаливо обходит не только понятие о геологических формациях, формационных рядах, но и утвердившееся в течение более чем столетия понятие о геосинклиналях, а также о платформах. Он как будто бы принял основные положения концепции глобальной тектоники (тектоники плит), но опять-таки молчаливо взяв из нее основное и, пожалуй, бесспорное — понятие о пассивных и активных континентальных окраинах, о дугах, желобах, их миграции и т. д.

Пока не ясно, насколько это новое не вписывается в современные, более совершенные варианты геосинклинальной теории и насколько необходимо вытравлять их из современной геологической науки. Это и многое другое должно возбудить острую дискуссию, в чем одно из главных достоинств статьи Л. М. Парфенова, не говоря о ее других положительных качествах, ставящих ее в разряд новаторских научных произведений. Однако уже сейчас надо сказать, что синтез («общие закономерности строения и истории формирования...»), осуществленный во второй статье всего на 8 страницах машинописи, конечно, недостаточно полноцено обоснован всеми другими разделами обеих статей.

**Л. И. Красный.** Геосинклинальная теория многие десятилетия активно развивалась как ведущая в региональной и глобальной тектонике. В ней ассимилировались новые представления, исходящие из достижений геологических, петрологических, литологических, металлогенических и геофизических исследований. На тектонических картах Советского Союза (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Ю. А. Косыгин, А. А. Богданов и др.), начиная с 50-х гг. текущего столетия, и Дальнего Востока (Н. А. Беляевский, Л. И. Красный, И. И. Берсенева, Г. М. Власов, С. А. Салун, Е. Б. Бельтнев) отчетливо прослеживались геосинклинальные системы, эволюционировавшие в пространстве и во времени.

Сихотэ-Алиньская геосинклинальная складчатая система — один из полигонов, где с большими трудностями, связанными с плохой обнаженностью и сложнейшей тектоникой, шаг за шагом картировались соответствующие геологические тела и постепенно вырисовывались их структурные соотношения. Геосинклинальные прогибы, их инверсионные преобразования в складчатые зоны, наличие орогенных впадин и поднятий — все эти элементы структуры, вместе с присутствием им метаморфизмом, магматизмом и минеральной — «золотой фонд» сихотэ-алиньской геологии. Следует только подчеркнуть, что при геологическом картировании в 30—60-х гг. были допущены существенные ошибки в оценке складчато-надвиговых и сдвиговых деформаций. В последние годы стали очевидными раздвиговые процессы, сменяющиеся раздвигиванием «геосинклинальной начинки» и выжиманием мантийных выплавов, фиксируемых на поверхности аллохтонными пластинами габброидов, нередко амфиболитовыми и катаклизированными (Сергеевская и другие зоны). Массы тектонического меланжа, а иногда и значительные фрагменты симатической коры выжимаются и надвигаются на внутригеосинклинальные сжатые блоки и клинья. Все это заставляет по-новому картировать многие районы Сихотэ-Алиня.

Предлагаемые в статье Л. М. Парфенова ретроспективные построения, устанавливающие в отдельные этапы геологической истории элементы пассивных и активных континентальных окраин, островных дуг, сравнимые с современной географической обстановкой Тихоокеанского и Атлантического суперрегионов, являются скорее палеогеографическими, чем палеотектоническими реконструкциями и представляют несомненный интерес для познания рассматриваемого региона.

УДК 551.243 : 551.35(571.6)

*В. Ю. Косыгин, А. А. Врублевский*

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА И ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ (по гравиметрическим данным)

Анализ карт аномального гравитационного поля северо-западной части Тихого океана позволил выделить зону потери корреляции параметров аномалий поля, прослеживающуюся от Императорских гор на юго-запад вдоль северо-западного склона возвышенности Шатского через место сочленения желобов Волка-

но и Идзу-Бонинского в пределы Филиппинского моря вплоть до Центрального разлома. Зона, по-видимому, трассирует глубинный разлом (линеамент), разделяющий блоки литосферы с различной плотностной структурой, выражающийся в элементах рельефа и изменениях простираций линейных магнитных аномалий.

Северо-Западная котловина Тихого океана является обширной и наиболее глубокой океанической котловиной. Она имеет довольно отчетливые естественные ограничения. На западе — островные системы с глубоководными желобами Курило-Камчатским, Японским, Идзу-Бонинском, на юге — подводные горы Маркус-Неккер, на востоке — подводные горные гряды Гавайская и Императорская. Как правило, большинство из этих морфологических элементов имеет определенное геологоструктурное содержание. Гораздо сложнее обстоит дело с раскрытием внутренней структуры котловины. Бесспорно, в качестве самостоятельного элемента выделяется лишь располагающаяся в центре ее возвышенность Шатского, которую считают блоковым поднятием [8], массивным сводовым поднятием [1] и т. д. Несомненно, правы исследователи [6], считающие, что Северо-Западная котловина обладает сложной внутренней структурой. Выявление дополнительных особенностей внутренней структуры котловины, а также ее структурных связей со смежными окраинными морями и внутриокеаническими областями представляет общий интерес для тектонического районирования дна океана.

Уточнение внутренней структуры Северо-Западной котловины Тихого океана осуществлено путем систематизации и обобщения гравиметрических данных, осредненных по одноградусным квадратам карт аномального гравитационного поля [3]. На карте аномального гравитационного поля (в редукции свободной атмосферы) в пределах Северо-Западной котловины отчетливо выделяются две области: се-

веро-западная и юго-восточная. Первая характеризуется спокойным, малоинтенсивным, слабо дифференцированным полем преимущественно отрицательного знака. По периферии области на западе, северо-западе и севере это поле окаймлено интенсивными аномалиями глубоководных желобов и окраинных валов, а на северо-востоке — резко дифференцированным знакопеременным полем Императорских гор. На юго-востоке северо-западная область граничит с резко дифференцированным знакопеременным полем юго-восточной части Северо-Западной котловины. Здесь большие и малые по площади и интенсивности аномалии разного знака и различных простираций расположены мозаично. По характеру поля, которое в осредненных аномалиях должно быть сформировано в основном неоднородностями верхней мантии [3], представляется возможным отождествить эти области котловины с отвечающими им в плане геоблоками. Граница между этими геоблоками прослеживается вдоль зоны потери корреляции параметров аномалий поля и, по всей вероятности, отвечает глубинному разлому (линеаменту). На рис. 1 эта зона показана в виде полосы, протягивающейся с юго-запада на северо-восток от места сочленения желобов Идзу-Бонинского и Волкана вдоль северо-западного склона возвышенности Шатского до Императорских гор. Характер поля, а следовательно, и внутренняя структура геоблоков, разделяемых этой зоной (глубинным разломом), существенно отличаются между собой. В редукции Буге выделяется относительный минимум, приуроченный к возвышенности Шатского, который с небольшими

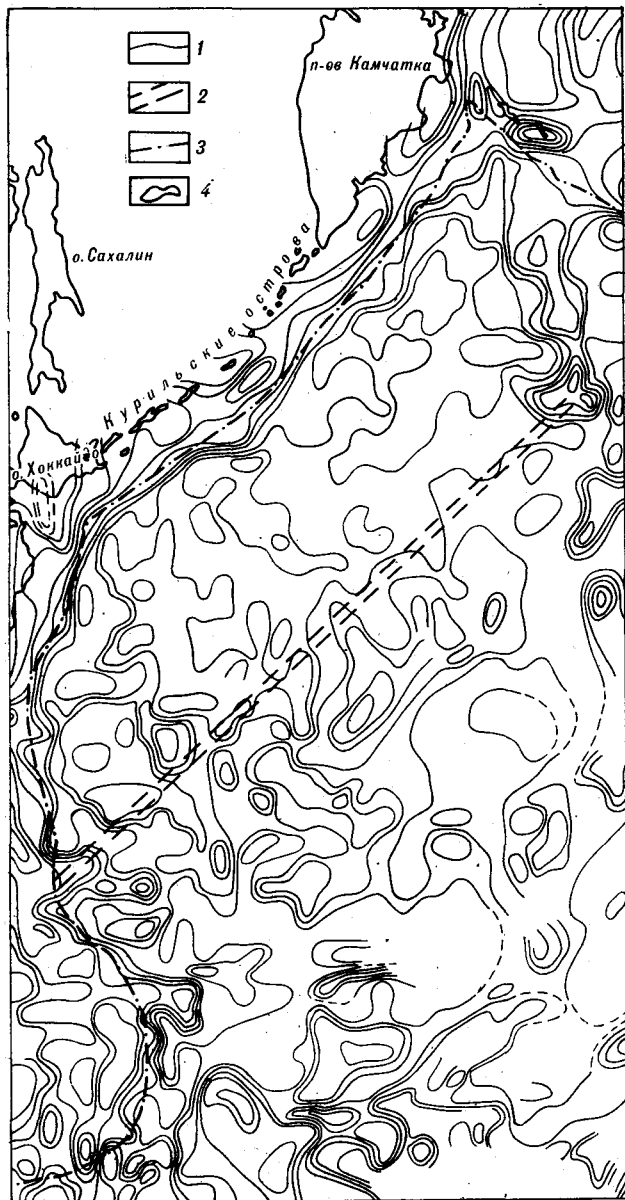


Рис. 1. Карта осредненных гравитационных аномалий Северо-Западной котловины Тихого океана, по В. Ю. Косыгину с соавторами [3].

1 — изолинии аномалий гравитационного поля; 2 — зона потери корреляции параметров, 3 — оси глубоководных желобов, 4 — контуры островов.

пережимами прослеживается на северо-восток до Императорских гор и на юго-запад, где раздваивается в направлении гор Гейш и плато Огасавара, разделяя тем самым гравитационное поле Северо-Западной котловины также на две части.

Линеамент в пределах котловины хорошо «чувствуется» и в поведении подошвы земной коры. Из схемы глубин залегания подошвы коры [3] отчетливо видно, что вдоль линии от Императорских гор на северо-востоке через возвышенность Шатского и плато Огасавара на

юго-западе прослеживается прогиб, который разделяет Северо-Западную котловину на две части. Глубины залегания подошвы коры в прогибе составляют 15—20 км, а смежные части глубоководной котловины характеризуются относительно ровной поверхностью подошвы земной коры при глубинах 9—12 км.

На широкое развитие линейных структурно-морфологических элементов северо-восточного простирания в Северо-Западной котловине Тихого океана указывали Г. В. Агапова и Г. Б. Удинцев [1], связывая их с зонами тектонического дробления и разломов. Ими выделены несколько линейных систем, субпараллельных простиранию Курило-Камчатского желоба. В частности, между южной частью Идзу-Бонинского желоба и возвышенностью Шатского выделены две такие зоны, южнее от места сочленения желоба Волкано-С Марианским прослежена зона дробления восток-северо-восточного простирания, протягивающаяся вплоть до северо-западного окончания Гавайского хребта. Все эти зоны представляют сгруппированные в линейные системы участки расчлененного рельефа; в них часто наблюдается центральная депрессия, ограниченная уступами.

Для района Северо-Западной котловины установлены две резко отличающиеся по простиранию системы магнитных аномалий [9, 11]: Японская северо-восточного простирания и Гавайская северо-западного простирания. При этом первая система линейных аномалий характерна для северо-западной части котловины, а вторая — для юго-восточной. На северо-востоке эти системы разделяются поднятием Шатского, а юго-западнее их граница примерно совпадает с зоной линеамента, устанавливаемого на основе анализа аномального гравитационного поля. Наличие изгиба магнитных аномалий котловины чаще всего объясняют эволюцией тройного сочленения плит Тихоокеанской, Кула и Фаралон в юрском и меловом периодах по типу хребет — хребет — хребет [9]. По крайней мере, это резкое различие простираний магнитных аномалий, несомненно, свидетельствует о существенном различии во внутренней структуре соответствующих частей котловины.

Результатов глубоководного бурения и драгирования пока явно недостаточно для проведения сравнительного анализа геологического строения северо-западной и юго-восточной частей котловины. Характер современного осадконакопления, по результатам исследований Н. А. Лисициной и О. А. Дворецкой [4], вряд ли менялся в течение последнего миллиона лет. Трудно установить устойчивые различия также в строении всего вскрытого осадочного чехла. Акустический фундамент в пределах

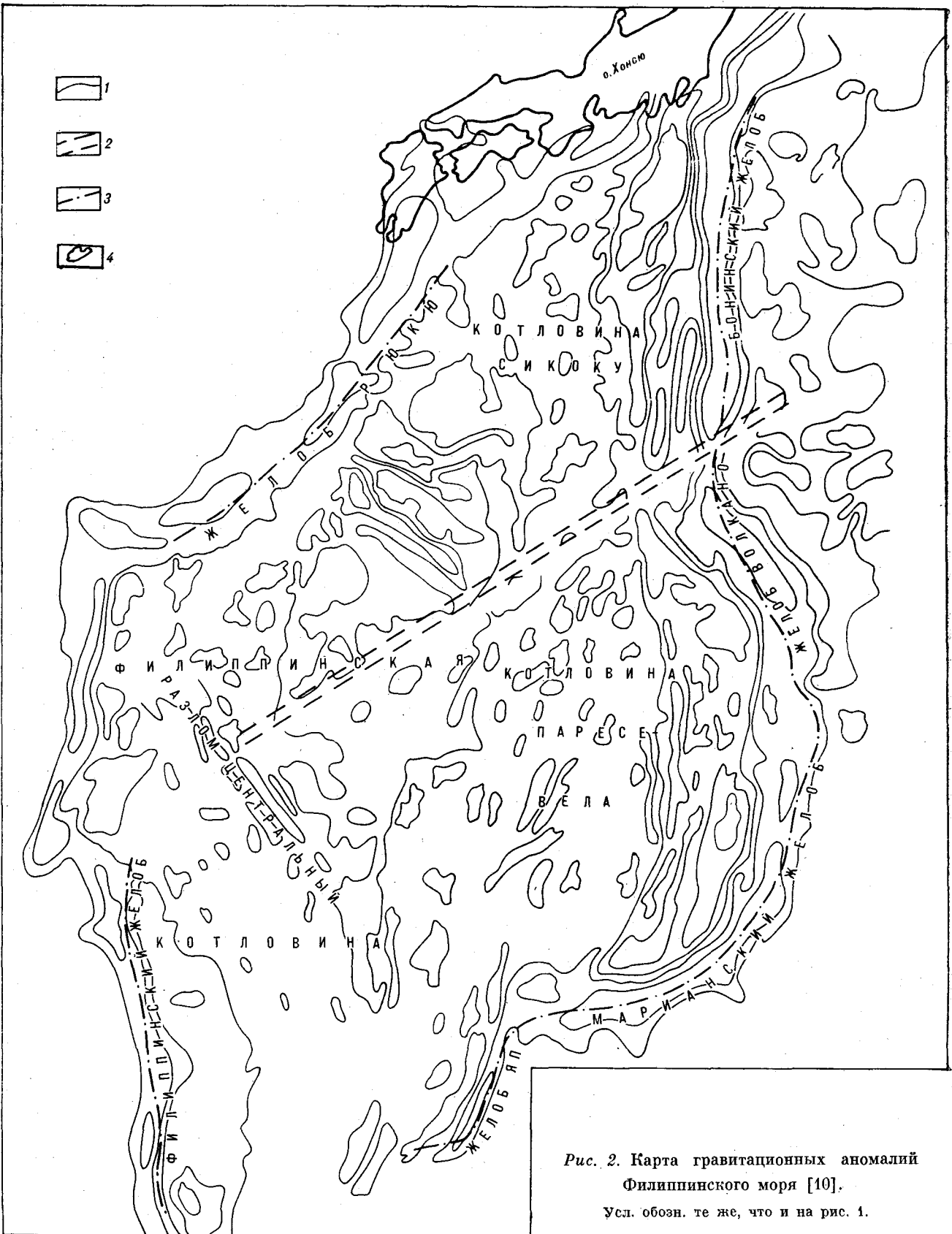


Рис. 2. Карта гравитационных аномалий Филиппинского моря [10].

Усл. обозн. те же, что и на рис. 1.

котловины был вскрыт тремя скважинами 303, 304, 307, где повсеместно представлен измененными базальтами. Химический состав наиболее свежих образцов свидетельствует о принадлежности их к типу толеитов дна и срединных хребтов [5]. Изучение изотопного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и распределения редкоземельных элементов, по данным В. А. Попеко, позволяет определить базальты из скважины 307 как более обедненные редкоземельными элементами по сравнению с базальтами скважин 303, 304, что может служить дополнительным свидетельством различной природы субстрата двух частей котловины.

В целях возможного дальнейшего продолжения в юго-западном направлении зоны потери корреляции параметров аномалий была рассмотрена гравиметрическая карта А. Уотсона с соавторами [10] в части, относящейся к Филиппинскому морю (рис. 2). Выяснилось, что от места сочленения желобов Волкано и Идзу-Бонинского к юго-западу также устанавливается зона потери корреляции параметров аномалий гравитационного поля, прослеживающаяся до зоны Центрального разлома Филиппинского моря. К северо-западу от зоны в пределах котловины Сикоку и северной части Филиппинской котловины наблюдается резко дифференцированное поле, характеризующееся преобладанием аномалий север-северо-западного и северо-западного простираний. Отдельные изометричные, небольшие по площади аномалии также группируются в этом направлении. К юго-востоку от зоны потери корреляции аномалий в котловинах Паресе-Вела и юго-западнее в Филиппинской резко дифференцированное поле охарактеризовано преобладанием аномалий северо-восточного и северного простираний и изометричных, группирующихся в этих же направлениях. Характер аномального гравитационного поля позволяет и в этом случае, как и в пределах Северо-Западной котловины Тихого океана, отождествить выделяемые зоны с отвечающими им в плане блоками литосферы, которые различны по своей внутренней плотностной структуре и граничат между собой, по всей видимости, по глубинному разлому (линеamentу), прослеживающемуся вдоль зоны потери корреляции параметров аномалий. В пределах Филиппинского моря к линеamentу приурочены перемычка между желобами Идзу-Бонинским и Волкано, сочленение хребтов Марианского и Бонин, котловин Марианской и Бонин, хребтов Западно-Марианского и Иво-Джима, граница между котловинами Сикоку и Паресе-Вела, изгиб простирания хр. Кюсю-Палау и небольшие трюги. Утверждение Г. В. Агаповой с соавторами [2] о том, что «на дне Филиппинского моря не прослеживаются формы рельефа, в своих простираниях унасле-

дованные от Азиатского материка или прилегающих с востока участков океанического дна», представляется слишком категоричным.

Современная структура земной коры Филиппинского моря сформировалась в результате сложной, еще далеко не полностью выясненной тектонической эволюции, основные этапы которой наиболее полно изложены Н. А. Богдановым и В. Е. Хаиным [2]. По мнению этих исследователей, район Филиппинского моря в юре — мелу представлял собой периферическую часть Тихого океана и в последующем пережил ряд фаз тектонической активности. Так, в конце мела — начале палеогена, по-видимому, произошло заложение Марианской островной системы, а в ее тылу сформировался базальтовый слой Западно-Филиппинской котловины. Следующие фазы тектонической активности приходится на вторую половину олигоцена, на конец миоцена — начало плиоцена и на конец плиоцена — начало плейстоцена. Несомненно, что широкое и неоднократное проявление вулканических процессов, значительных горизонтальных и вертикальных перемещений блоков в большей степени затушевывали существовавшие в прежние эпохи структурные связи между районами Филиппинского моря и смежными регионами. И тем не менее нам представляется, что намечать подобные связи все же возможно. Думается, что в качестве одного из таких «сквозных» элементов может рассматриваться линеament

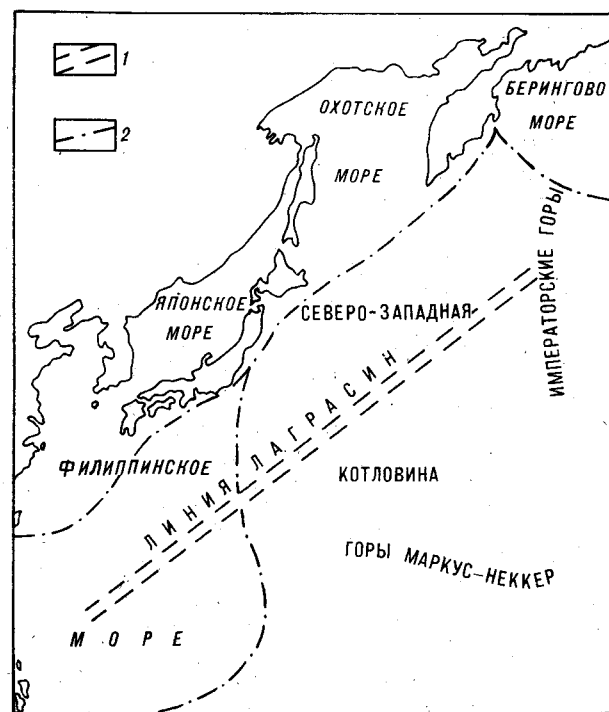


Рис. 3. Схема месторождения линеамента на северо-западе Тихого океана.

1 — линия Ляграсин; 2 — ось желобов.

(линия Лаграсин), разделяющий блоки с различной внутренней плотностью структурой, выраженный в элементах рельефа, в изменениях простираний магнитных аномалий и прослеживающийся от Императорских гор на северо-востоке до Центрального разлома Филиппинского моря на юго-западе (рис. 3).

Пространственное положение линии соответствует простиранию системы «приконтинентальных» островных дуг — Курило-Камчатской, Японской и Рюкю, заложившихся до возникновения «внутриокеанических» дуг: Идзу-Бонинской, Марианской и др. [7]. Состав, строение и возраст осадочно-вулканогенных образо-

ваний, а также низкая современная тектоническая активность (низкий тепловой поток, низкая сейсмичность) Северо-Западной котловины указывают на то, что выделенный линеймент заложился и был активен в докайнозойское время. То обстоятельство, что он «чувствуется» в пределах тектонически более активного района Филиппинского моря, свидетельствует об определенном структурном родстве этих регионов, что, несомненно, потребует корректировки широко распространенных взглядов на процесс образования Филиппинского моря в результате задугового спрединга и т. п.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агапова Г. В., Удинцев Г. В. Зоны дробления рельефа дна в Северо-западной котловине Тихого океана.— Геоморфология, 1973, № 2.
2. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980.
3. Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А., Стров П. А. Основные черты гравитационного поля, мощность и изостатическое состояние земной коры северо-западного сектора Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
4. Лисицина Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1972, № 4.
5. Пискунов Б. Н., Федорченко В. И. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы. Ст. I, II.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3, 4.
6. Пуцаровский Ю. М. Тектоническое районирование океанов и проблема их происхождения.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980.
7. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
8. Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоническая неоднородность дна Мирового океана.— Сов. геол., 1981, № 7.
9. Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin.— Tectonophysics, 1977, v. 38, N 1—2.
10. Geophysical Atlas of the East and Southeast Asian seas free air Gravity Field./A. B. Watts, I. N. Bodin, C. O. Bowin, 1978.
11. Larson R. L., Chase C. G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 12.

Секция ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск  
ИГиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
11 февраля 1983 г.

УДК 551.462.(265.54)

А. Н. Деркачев, И. В. Уткин, С. А. Горбаренко  
С. П. Плетнев, Н. Н. Ковалюх, А. И. Боцул,  
Ю. И. Берсенева

## КОРРЕЛЯЦИЯ И СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

На основе комплексно-сопряженного анализа колонок, проведенного литологическим, фораминиферным, диатомовым, изотопно-кислородным, радиоуглеродным методами, проведена корреляция верхнечетвертичных отложений Японского моря. В верхней части изученного разреза выделены маркирующие горизонты: гра-

ница карбонатной и кремнистой пачек, прослой вулканического пепла, которые имеют широкое площадное распространение. Радиоуглеродным методом определен их возраст. Приводится карта скоростей осадконакопления в поздне-последледниковое время.

Установление скоростей осадконакопления и их изменение по площади имеет важное значение при познании истории развития того или иного морского бассейна. Для многих морей, в том числе и для Японского моря, данные о скоростях седиментации весьма ограничены. До последнего времени отрывочные сведения по стратиграфии верхнего осадочного слоя Японского моря не позволяли проследить площадное изменение мощности разновозрастных слоев и, соответственно, оценить скорость осадконакопления в рассматриваемом бассейне. Между тем в Японском море в рейсах НИС «Первенец», «Каллисто», «Витязь» и др. отобрано большое количество колонок донных отложений (рис. 1). Комплексно-сопряженный анализ этих колонок, объединяющий литологические, палеонтологические и изотопные методы исследования, позволил выделить литологически однородные осадочные пачки, маркирующие горизонты, и оценить их возраст.

Анализ литологического состава (более 350 колонок) включил следующие характеристики отложений: структуру, текстуру, плотность, цвет, вещественный состав песчано-алевритовой фракции и пирокластики, содержание элементов органической триады ( $\text{SiO}_2$  аморфн.,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{орг.}}$ ). По ряду колонок выполнено расчленение отложений фораминиферным (20 колонок), диатомовым (6 колонок) и палинологическим (3 колонки) методами. Определение возраста отложений, обогащенных раковинами фораминифер, проведено радиоуглеродным методом (см. таблицу). В результате проведенной работы были выделены маркирующие горизонты, которые однозначно определя-

лись в отложениях значительной части глубоководных районов моря. Наиболее важными из них являются граница между карбонатной и кремнистой пачками и прослой туфов трахидацитового состава.

На одном из полигонов в юго-западной части моря (см. рис. 1) густой сетью опробования было выявлено, что общий разрез отложений имеет закономерную смену литологических признаков [2]. Главной чертой этого разреза является резкая граница, выше которой в терригенных осадках увеличивается содержание остатков организмов с кремнистым скелетом (диатомеи, радиолярии), а ниже преобладают раковины с известковым скелетом (планктонные фораминиферы) (рис. 2, 3). Верхняя толща нами условно названа кремнистой пачкой (А), а нижняя — карбонатной (Б).

Характерно, что резкое увеличение количества раковин планктонных фораминифер приурочено к прослой осадков мощностью 5—10 см, залегающему вблизи рассматриваемой границы. Нами этот прослой назван «фораминиферным» горизонтом. Раковины имеют хорошую сохранность и представлены преимущественно видами *Globigerina* sp. и *Gl. pachyderma* sin. Граница между пачками хорошо прослеживается во многих колонках по изменению окраски с темно-серой (зеленовато-серой) в кремнистой пачке на светло-серую с голубоватым оттенком в подстилающем фораминиферном горизонте. Отложения карбонатной пачки обогащены пиритом; на отдельных горизонтах его количество достигает 50—70% от веса песчано-алевритовой фракции. Выявленная закономерность в смене состава отло-



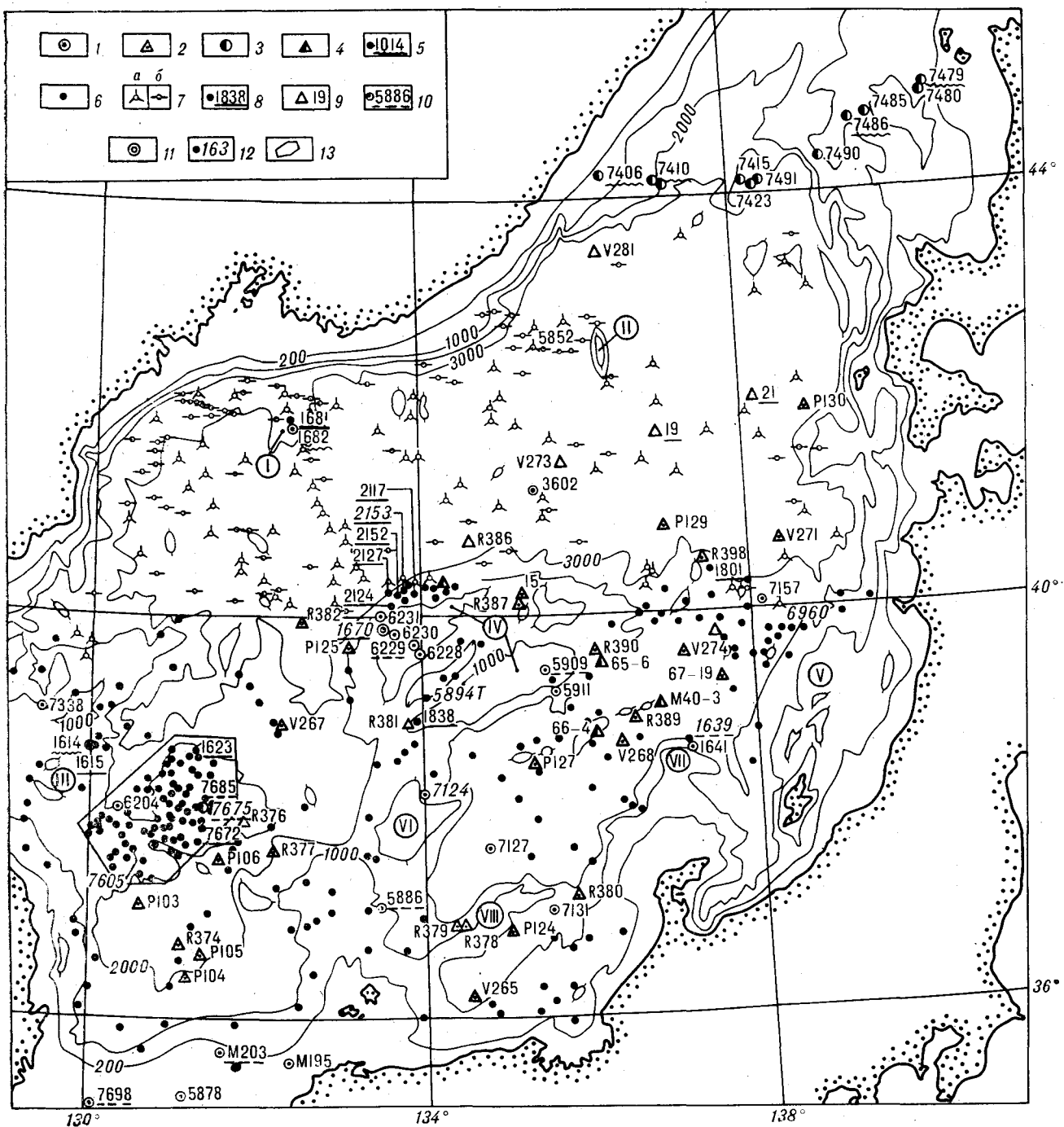


Рис. 1. Расположение изученных колонок.

Колонки, изученные биостратиграфическими методами: 1 — фораминиферовым, 2 — то же, по зарубежным данным, 3 — диатомовым, 4 — то же, по зарубежным данным, 5 — палинологическим; 6 — литостратиграфическим с выделением литологических пачек; 7 — тейфростратиграфическим; а — колонки с прослоем трахидацитового стекла исперотложненного, б — то же, но со следами перотложнения; 8 — определение возраста осадков радиоуглеродным методом; 9 — определение возраста осадков ионий-ториевым методом; 10 — измерения изотопного состава кислорода; 11 — колонки, изученные комплексом лито-биостратиграфических методов; 12 — местоположение колонок, приведенных на рис. 2, 3; 13 — район полигонных работ. Цифры в кругах — положение подводных возвышенностей: I — Первенца, II — Богорова, III — Восточно-Корейской, IV — Ямато, V — Садо, VI — Кита-Оки, VII — Хакусан, VIII — Оки.

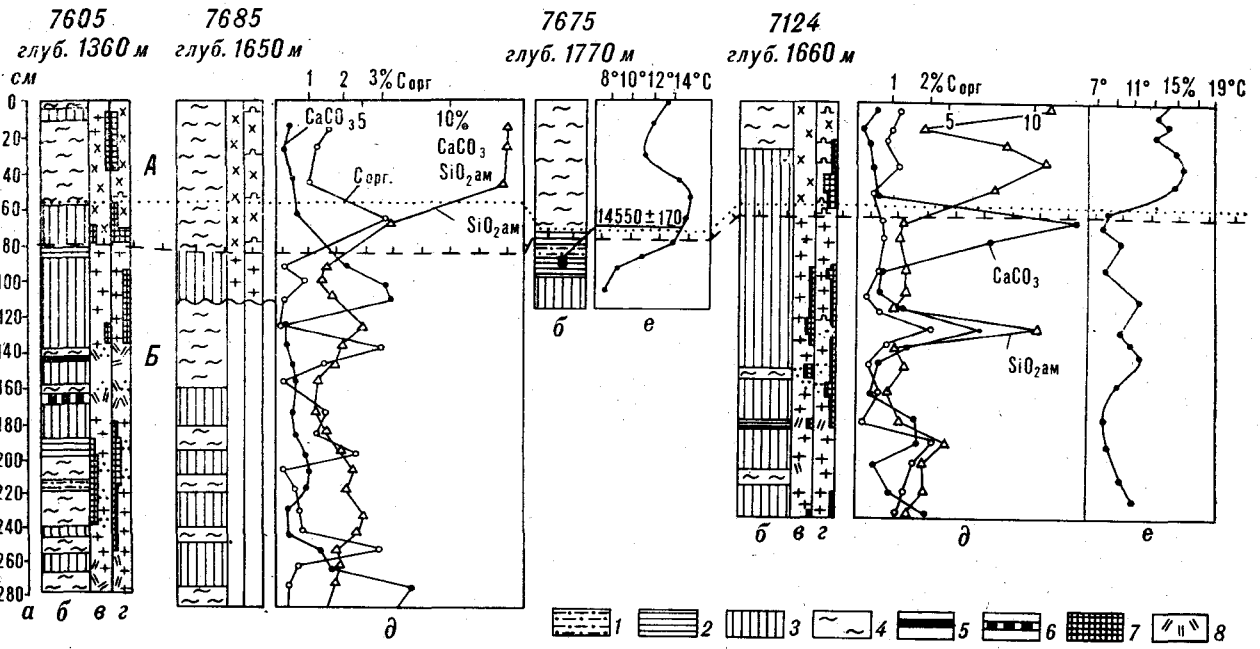
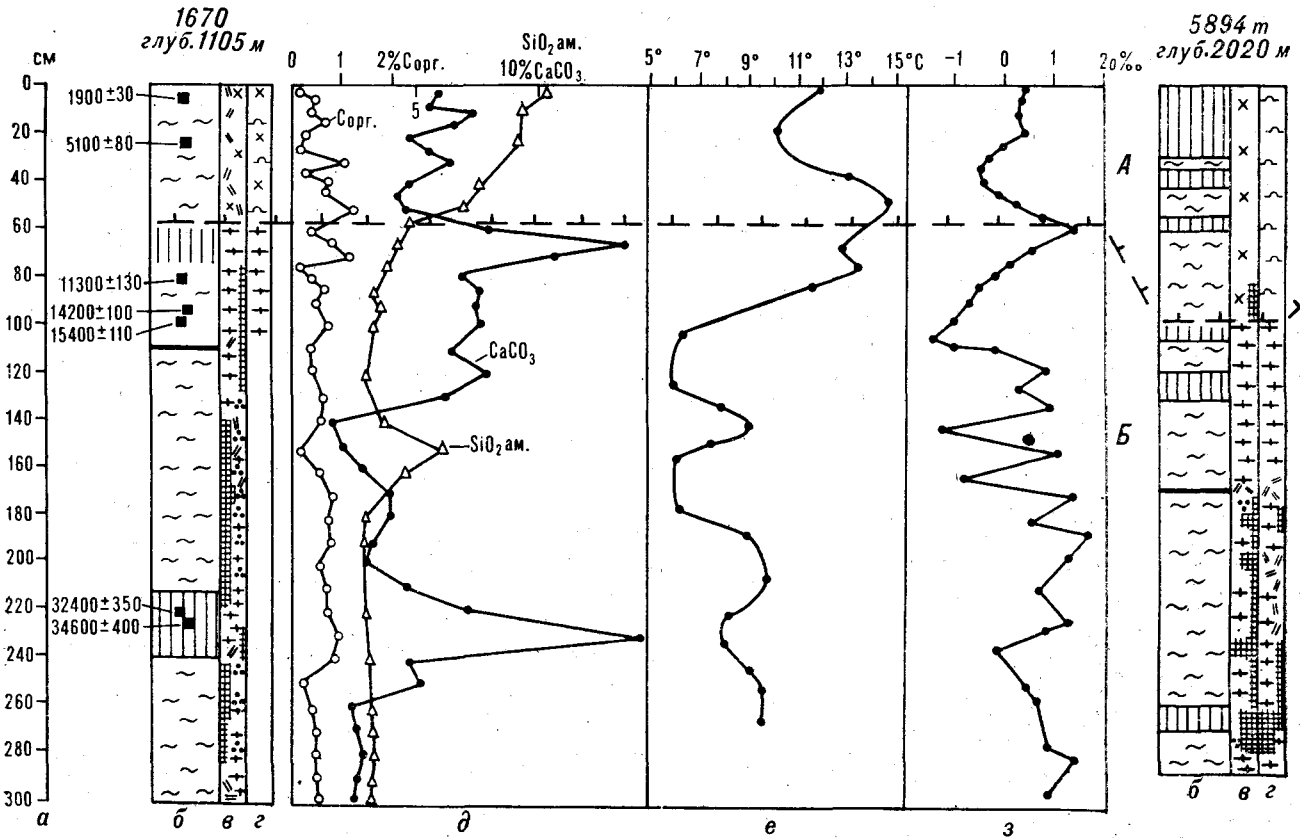
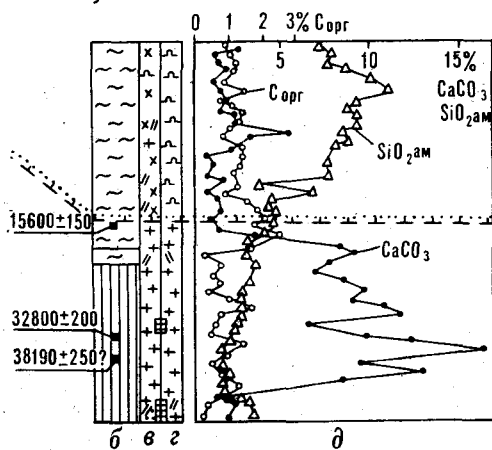


Рис. 2. Схема корреляции отложений в колонках из южной части Японского моря.

Литологический состав отложений: 1 — крупнозернистые алевроиты плохо сортированные, 2 — мелкоалевритовые илы, 3 — алевроитово-пелитовые илы, 4 — пелитовые илы; 5 — прослой вулканического пепла, 6 — прослой пемзы; 7 — обломочно-терригенный материал, 8 — вулканическое стекло, 9 — радиолария; 10 — диагомеи; 11 — фораминиферы; 12 — пирит; 13 — граница между голоценом и плейстоценом, уста-

новленная биостратиграфическими методами; 14 — граница кремнистый (А) и карбонатной (Б) пачек; 15 — перерывы в осадконакоплении; а — длина керна в см; б — литологическая колонка; в — состав песчаной фракции; г — состав крупноалевритовой фракции; д — содержание  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  аморфного, Сорг; е — палеоклиматическая кривая, построенная по данным фораминиферного анализа; ж — кривая изменения изотопного состава кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Черные прямоугольнички и цифры к ним — радиоуглеродные датировки.





9 10 11 12 13 14 15

жений полигона была установлена также в осадках других районов южной части Японского моря. Описываемый разрез отличен от разреза одновозрастных отложений вершин подводных поднятий, расположенных выше уровня карбонатной компенсации (около 1500 м). Здесь осадки содержат значительную примесь тер-

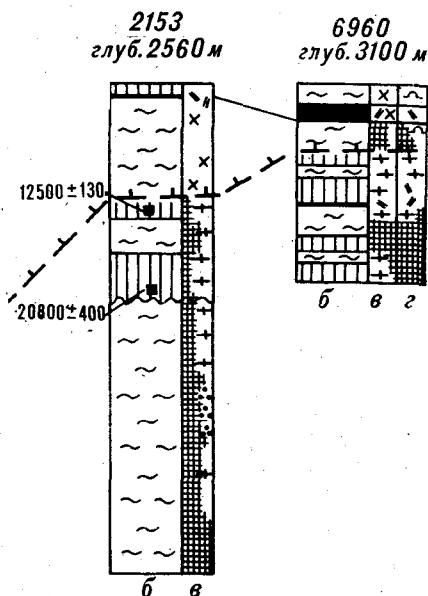


Рис. 3. Схема корреляции отложений в колонках с возвышенности Ямато.

Усл. обозн. аналогичны рис. 2.

ригенного, пирокластического материала, обогащены раковинами бентосных и планктонных фораминифер, что затрудняет их корреляцию с отложениями котловин.

Анализ комплекса планктонных фораминифер и диатомей показал, что осадки «фораминиферового» горизонта сформировались в более холодных (по сравнению с современными) условиях и соответствуют конечной стадии последнего оледенения. Это подтверждается также данными изотопно-кислородного анализа планктонных фораминифер: вблизи границы пачек отмечается увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 3).

По данным радиоуглеродного анализа возраст отложений «фораминиферового» горизонта равен 11 300—15 600 лет, а границы карбонатной и кремнистой пачек — около 11 500 лет.

В Центральной котловине с глубинами более 3000 м отмеченная выше закономерность в смене состава отложений с кремнистого на карбонатный выражена слабо. Здесь отсутствуют осадки, обогащенные раковинами планктонных фораминифер. Однако в верхней части этих отложений отмечается некоторое увеличение содержания аморфного кремнезема, что позволяет отнести эту часть разреза, по аналогии с южными районами моря, к кремнистой пачке. Четкая граница этой пачки с подстилающими отложениями не устанавливается, что затрудняет корреляцию. Здесь важное значение приобретает второй маркирующий горизонт — прослой вулканического пепла. Он установлен в самой верхней части разреза, в 0,5—20 см от поверхности дна и имеет мощность от 1 до 10 см (мощность и глубина залегания увеличиваются по направлению к подножию материкового склона и подводным возвышенностям). Глубина залегания пеплового прослоя, идентичность структуры пепловых частиц (полупрозрачное флюидально-волокнистое стекло) и химического состава (трахидацитовое стекло), одинаковое содержание петрогенных и редких химических элементов свидетельствуют о его одновозрастности [9, 10, 13, 14]. Прослой пепла имеет широкое площадное распространение (см. рис. 1), занимает всю Центральную котловину, частично заходит в южную часть моря и на склоны подводных возвышенностей, где достаточно отчетливо прослеживается граница раздела между карбонатной и кремнистой пачками. В колонках, в которых отмечались два репера (раздел литологических пачек и прослой пепла), было установлено, что мощность осадков выше пеплового прослоя составляет в среднем одинаковую часть (одну седьмую) от мощности кремнистой пачки. Этот факт позволил авторам установить с некоторой долей условности возраст формирования пеплового прослоя (около 1000 лет) и определить скорости седиментации в тех колонках, где граница кремнистой пачки слабо выражена.

Радиоуглеродные датировки донных отложений Японского моря

Номер станции	Горизонт, см	Лабораторный индекс	Возраст, лет	Координаты станций	
				Ширина	Долгота
1670	5—10	Ки-1270	1900±30	39°54'8"	133°37'0"
	26—30	Ки-909	5100±80		
	80—85	Ки-1271	11300±135*		
	90—95	Ки-910	14200±100*		
	95—100	Ки-911	15400±110*		
	221—224	Ки-900	32400±350		
	231—234	Ки-901	34600±400		
1623	87—90	Ки-1411	10070±40	38°35'3"	131°41'6"
	100—103	Ки-1412	12400±80		
	145—161	Ки-902	16100±150		
	188—200	Ки-1413	20900±85		
1681	35—40	Ки-1409	11230±40*	41°52'2"	132°23'6"
	55—60	Ки-1138	15700±280		
	96—103	Ки-1098	≥22300		
1682	71—95	Ки-1410	13540±65*	41°51'2"	132°23'6"
1639	104—112	Ки-903	15600±150*	38°38'2"	137°42'7"
	166—176	Ки-905	32800±200(?)		
	178—186	Ки-1031	38100±250(?)		
1801	20—30	Ки-1205	2810±50	40°24'8"	137°32'7"
	70—95	Ки-1206	7360±100		
1838	17—27	Ки-1208	2350±70	39°03'7"	134°01'2"
7675	90—100	Ки-907	14550±170*	38°42'7"	131°30'0"
7672	40—50	Ки-906	8000±120	38°04'2"	131°23'0"
1615	45—50	Ки-912	2100±60	38°39'2"	129°49'5"
	50—60	Ки-913	2400±70		
	100—110	Ки-914	7900±100		
2117	195—205	Ки-1592	30300±1500	40°40'8"	133°50'7"
2124	61—70	Ки-1596	14050±150*	40°05'2"	133°39'0"
2127	27—33	Ки-1594	13700±80*	40°09'0"	133°39'7"
2152	15—17	Ки-1593	8600±80	40°07'1"	133°37'2"
	25—35	Ки-1595	11900±70*		
2153	47—57	Ки-1597	12500±130*	40°42'0"	133°40'7"
	77—90	Ки-1591	20800±400		

\* Датировка маркирующего «фораминиферового» горизонта. Выполнены сцинтилляционным методом в ИГФМ АН УССР.

Анализы

Таким образом, принимая в качестве основных реперов границу между карбонатной и кремнистой пачками и прослой вулканического пепла, удалось провести площадную корреляцию верхней части отложений Японского моря. На этой основе нами составлена карта скоростей накопления осадков Японского моря в поздне- и послеледниковое время (рис. 4). Дополнительно привлекались опубликованные ранее материалы [6, 15, 18, 19, 21, 22, 24, 25 и др.].

В глубоководной части моря высокие скорости осадконакопления (более 10 см/1000 лет) отмечаются в батинальных котловинах у подножия материкового и островного склонов. У подножия материкового склона Приморья скорость седиментации на отдельных участках

достигает 20—28 см/1000 лет. В южной и юго-западной частях моря область с повышенными значениями скоростей осадконакопления расширяется. Здесь многими колонками не вскрыта подошва голоценовых отложений. Отдельные максимальные значения (до 24 см/1000 лет) наблюдаются у подножия возвышенностей Оки, Кита-Оки, Богорова, Мусаси [6, 19]. Область со скоростями седиментации 5—10 см/1000 лет охватывает Хонсю и частично Цусимскую котловины, а также периферийные участки Центральной котловины, примыкающие к подножиям материкового склона, подводных гор и возвышенностей.

На вершинах подводных возвышенностей с глубинами до 1000 м (Мусаси, Садо, Ямато, Оки, Кита-Оки, Хакусан и др.) покров осадков голоценового возраста имеет, как правило, небольшую мощность или отсутствует полностью. Значения скоростей осадконакопления, установленные в привершинной части возвышенности Ямато, находятся в пределах 0,9—3,4 см/1000 лет. Еще более контрастно выражены отличия в скоростях седиментации на склонах подводных возвышенностей. Здесь чаще, чем на вершинах, встречаются участки с нулевой седиментацией, на которых по результатам многочисленных драгирований установлены коренные породы и плотные слаблитифицированные отложения плиоцен-миоценового возраста [20, 21]. Во многих колонках прослежены перерывы в осадконакоплении.

На выположенных участках склонов, в понижениях рельефа (седиментационных ловушках) скорость осадконакопления возрастает и составляет 1—5 см/1000 лет, а в отдельных случаях 6—7 см/1000 лет. Близкие скорости накопления осадков отмечаются на подводных возвышенностях с глубинами над вершинами более 1000 м (Восточно-Корейская, Криштофовича, Первенца, северо-восточное продолжение возвышенности Ямато).

Низкие скорости седиментации характерны для центральной и восточной частей Центральной котловины Японского моря (1 см/1000 лет и менее). К периферии котловины скорость накопления осадков постепенно увеличивается до 1—5 см/1000 лет. Корреляция колонок, как было отмечено выше, для этого района про-

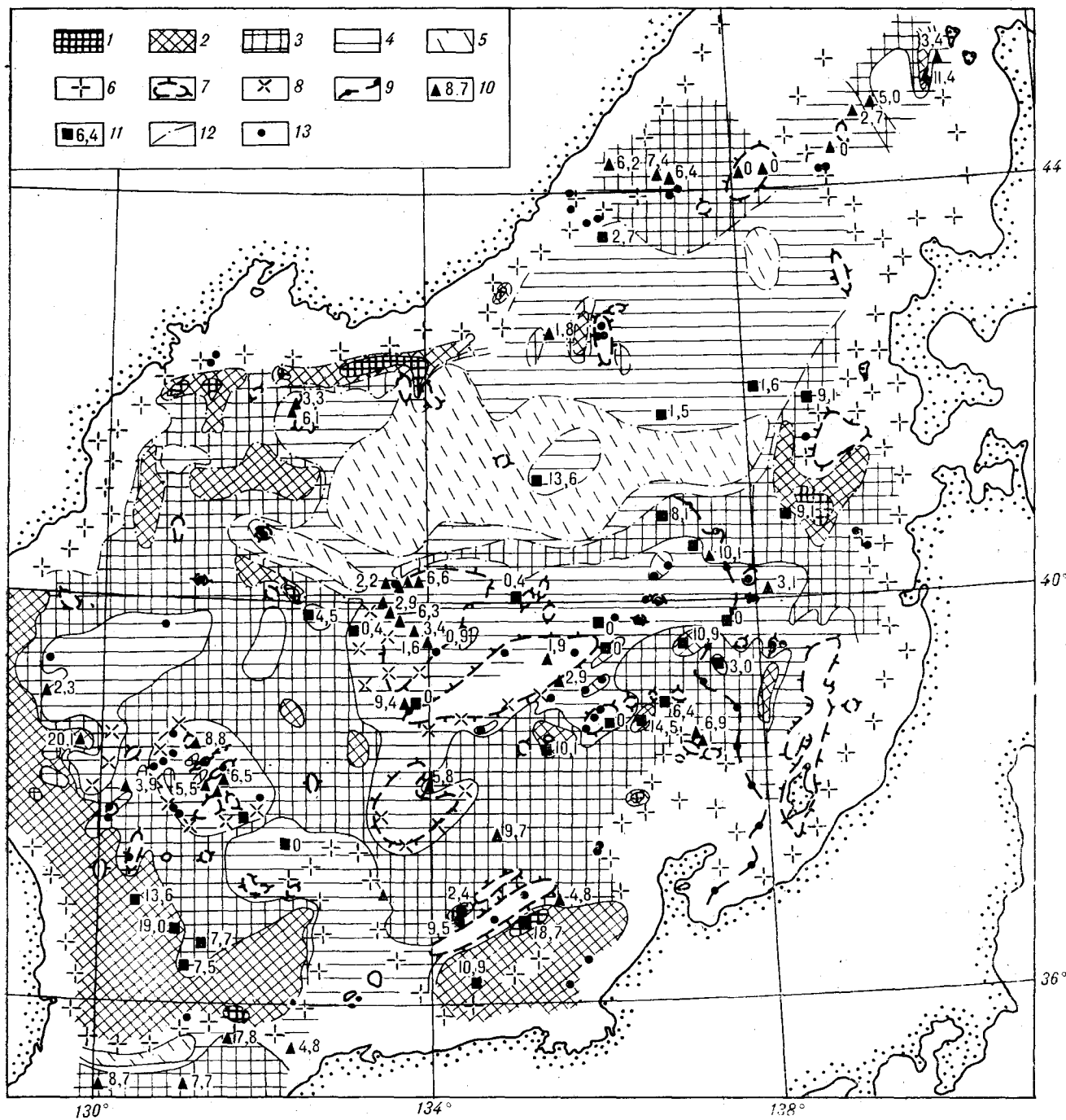


Рис. 4. Скорости накопления осадков Японского моря в поздне-последеледниковое время (за 11—12 тыс. лет), в см/1000 лет.

1 — более 15; 2 — 15—10; 3 — 10—5; 4 — 5—1; 5 — менее 1; 6 — районы материкового (островного) склона с аномальными скоростями седиментации; 7 — контуры подводных возвышенностей; 8 — склоны подводных возвышенностей с установленными выходами пород и древних отложений; 9 — подводная долина Тояма; 10 — станция с определением скоростей седиментации методами биостратиграфии и радиоуглеродным; 11 — то же, по зарубежным данным; 12 — изотахи, проведенные на основе корреляции прослоя трахидацитового стекла; 13 — колонки с плотными доголоценовыми отложениями.

ведена нами по кровле прослоя вулканического пепла. Близкие значения скоростей седиментации получены также методами фораминиферового анализа — 1,8 см/1000 лет [15] и

ионий-ториевым методом — 1,45—1,58 см/1000 лет [22]. Некоторые авторы, однако, приводят большие значения скоростей — 13,6 см/1000 лет [11, 12].

Общее представление об интенсивности процессов осадконакопления в голоценовое время в пределах шельфа Японского моря получено нами на основе уже опубликованных данных и собственных определений скоростей осадконакопления в Корейском проливе. Максимальные скорости осадконакопления в Японском море отмечены в вершинах глубоко врезаемых в сушу заливов и бухт (заливы Амурский, Уссурийский, Находка и др.), где мощность голоценовых отложений достигает 10—30 м [5, 8, 16], т. е. скорость седиментации составляет 100—200 см/1000 лет, а на отдельных участках превышает 250 см/1000 лет. Повышенные мощности голоценовых отложений отмечаются также в приустьевых участках крупных рек вдоль побережья Японских островов [23]. По направлению к бровке шельфа мощность последних резко сокращается (местами до полного выклинивания), и с глубин 60—70 м широким распространением пользуются реликтовые отложения [3, 6, 7]. Отсутствие голоценовых отложений (либо их спорадическое развитие) характерно для внешнего шельфа большинства районов Японского моря [17, 23]. Исключения составляют такие участки внешнего шельфа, где в результате местных особенностей циркуляции вод создаются условия, способствующие осаднению взвешенного материала. Так, относительно повышенные мощности этих отложений свойственны шельфу Корейского пролива, скорость их накопления составляет 5,4—8,7 см/1000 лет.

Анализ карты скоростей накопления осадков Японского моря в поздне-, послеледниковое время выявил следующие основные особен-

сти: 1. Выделяются две обособленные зоны повышенных скоростей осадконакопления. Первая зона — прибрежные районы (глубоко врезаемые в сушу заливы и бухты) с максимальными значениями 200—250 см/1000 лет. Вторая зона повышенных скоростей накопления осадков с максимальными значениями до 30 см/1000 лет приурочена к батимальным котловинам, подножиям материкового и островного склонов. Небольшой максимум отмечается у подножия крупных возвышенностей. 2. Наблюдается асимметричность в расположении областей с высокими значениями скоростей седиментации. Наиболее обширные области со значениями более 10 см/1000 лет приурочены к южным и юго-западным районам Японского моря; вдоль побережья Приморья область аналогичных значений уже. Такое положение, вероятно, связано с особенностями количественного поступления осадочного материала через Корейский пролив и с прилегающих участков водосборных бассейнов. 3. Минимальные скорости осадконакопления характерны для внешнего шельфа Японского моря (зона развития реликтовых отложений), вершин (участками склонов) подводных возвышенностей и центральной части Япономорской (Центральной) глубоководной котловины, где значения скоростей накопления осадков изменяются от 0 до 5 см/1000 лет.

Аналогичная тенденция в распределении мощностей и скоростей накопления голоценовых осадков подмечена ранее П. Л. Безруковым [1] в Охотском и А. П. Лисицыным [4] в Беринговом морях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. (Тр. Ин-та Океанологии АН СССР, 1960, т. 32.)
2. Боцул А. И., Деркачев А. Н., Уткин И. В. Некоторые особенности четвертичного осадконакопления к северу от о. Уллындо (Японское море).— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
3. Забелин В. В., Чайников В. И., Грамм-Осипов Л. М. О генезисе донных осадков шельфа Японского моря у побережья северо-востока Приморья.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
4. Лисицын А. П. Процессы осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966.
5. Марков Ю. Д. Четвертичные отложения шельфа в пределах залива Петра Великого (Японское море).— В кн.: Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
6. Марков Ю. Д., Вагина Н. К. и др. Четвертичные отложения северной части Японского моря.— В кн.: Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
7. Марков Ю. Д., Уткин И. В. О применении графических логнормальных моделей при решении некоторых вопросов седиментогенеза на шельфе.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
8. Мечетин А. В., Рязанцев А. А. и др. О стратиграфии верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений прибрежной зоны шельфа восточной части залива Петра Великого.— В кн.: Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
9. Рабинович Б. С., Уткин И. В. О распределении редкоземельных элементов в глубоководной пирокластике Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
10. Репечка М. А. Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования. М., 1972.

11. Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
12. Сечкина Т. В. Диатомовые в длинной колонке донных отложений из Японского моря.— ДАН СССР, 1959, т. 126, № 1.
13. Уткин И. В. О выделении естественных групп среди глубоководной пирокластики Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
14. Чайников В. И., Черныш В. Н., Павленко Д. И. Петрохимия вулканического пепла из донных отложений Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— Геохимия, 1973, № 5.
15. Шарудо Е. А., Троицкая Т. С., Репечка М. А. Изменение температуры вод Японского моря в позднечетвертичное время (по планктонным фораминиферам).— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
16. Шаггельдян И. Г. Инженерно-геологическая характеристика мелководной части шельфа залива Петра Великого для целей крупного портового строительства.— Владивосток: ДальморНИИпроект, 1973.
17. Emery K. O., Niino H., Sullivan B. Post-Pleistocene levels of the East China Sea.— Techn. Bull., CCOP, 1971, v. 5.
18. Kaseno Y. Geological features of the Japan Sea floor: a review of recent studies.— Pacific Geology, 1972, v. 4.
19. Kato M. Age assigned to dredged siltstone samples and piston core samples.— Geol. Investigation of the Japan Sea. Cruise Report, 1979, N 13.
20. Koizumi I. Diatom thanatocoenoses from the sediment cores in the Japan Sea.— J. Mar. Geol. Japan, 1970, v. 6, N 1.
21. Koizumi I. Age assignments for sediment samples core and dredged.— Geol. Investigation of the Japan Sea. Cruise Report, 1979, N 13.
22. Miyake Y., Sugimura Y., Matsumoto E. Ionium-thorium chronology of the Japan Sea cores.— Records Oceanogr. Works Japan, 1968, v. 9, N 2.
23. Oshima K., Yokota S. Sediments of Ishikari bay in Hokkaido.— Bull. Geol. Surv. Japan, 1978, v. 26, N 8.
24. Ujiie H., Ichikura M. Holocene to uppermost Pleistocene planktonic foraminifers in a piston cores from off San'in district, Sea of Japan.— Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S., 1973, N 91.
25. Ujiie H., Ichikura M. Quaternary environment of the Sea of Japan.— Mar. Sci. Mon., 1977, v. 9, N 5.

ТОИ ДВНЦ АН СССР  
ТИГ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
21 июля 1982 г.

УДК 551.24+551.352(571.661)

*А. А. Заболотников, О. В. Левченко, Ю. Д. Евсюков*

## ТЕКТОНИКА И ФАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Формирование кайнозойского осадочного чехла Нижне-Хатырской зоны прогибов происходило в условиях подводной окраины континента. Основными процессами здесь были эрозия и аккумуляция осадков в системе подводных каньонов и «преддуговых» прогибов — террас, а также денудация, связанная с гра-

витационными оползнями. В истории развития каньонов выделяется чередование циклов, начинающихся с образования подводного каньона за счет эрозии и оканчивающихся заполнением его осадками. В работе использованы геолого-геофизические материалы 29-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев».

Северо-восточная часть Хатырской тектонической зоны Корякской складчатой системы [12], рассматриваемая ранее как Хатырский прогиб (Хатырская впадина), выделена вслед за В. П. Зинкевичем, А. Д. Казимировым, А. А. Пейве [7] в Нижне-Хатырскую зону прогибов. Основная часть Нижне-Хатырской зоны расположена в пределах подводной окраины Корякского нагорья. Материковая часть зоны узкой полосой (до 30 км шириной) протягивается вдоль побережья (рис. 1). На северо-западе слагающие зону образования по пологим надвигам перекрыты покровно-складчатыми комплексами Эконайской тектонической зоны. Вблизи надвигов эоценовые отложения Нижне-Хатырской зоны смяты в мелкие складки. На востоке зона граничит по разлому с зоной Наваринского «выступа фундамента», на юго-востоке — с Алеутской глубоководной котловиной, а на юго-западе — с верхнемеловыми эоценовыми (?) отложениями Укэлаятского синклиория. Последние продолжают под осадочным чехлом Нижне-Хатырской зоны [6], образуя промежуточный комплекс между чехлом и фундаментом, сложнейшим, по-видимому, вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями поздней юры — мела (до кампана включительно).

Геофизическими исследованиями [1, 10, 11 и др.] установлено сложное строение осадочного чехла Нижне-Хатырской зоны. Под осадочным чехлом здесь понимается осадочно-породное тело, выделенное на акватории по сейсмическим данным над акустическим «фундаментом». В Нижне-Хатырской зоне структурно-вещественные комплексы осадочного чехла, выделенные на акватории, прослеживаются и в пределы суши, где им соответствуют опреде-

ленные стратиграфические подразделения. Последние также целесообразно включать в состав осадочного чехла, учитывая при этом исключительно геофизическое значение этого термина. В чехле Нижне-Хатырской зоны выделены прогибы северо-восточного и субмеридионального простираний. Мощности выполняющих их кайнозойских отложений достигает 7 км [6]. Окончания субмеридиональных прогибов располагаются на суше. Из них два наиболее крупных прогиба, окончания которых фиксируются в районе оз. Пэкульнейского; пересекают подводную окраину и раскрываются в сторону Алеутской котловины [5]. На правом берегу р. Хатырка картируется окончание крупного Маллэнского прогиба, раскрывающегося в сторону моря.

Прогибы северо-восточного простирания Нижне-Хатырской зоны разделены выступами фундамента и расположены как в пределах шельфа, так и континентального склона. Поверхность фундамента образует серию ступенчатых террас и расчленена крутыми разломами, прослеживающимися и в осадочном чехле. В пределах выступов фундамента отложения чехла (толща С на рис. 2) интенсивно дислоцированы, в пределах же прогибов образуют пологие синклинали с заметным увеличением крутизны падения слоев на крыльях от более молодых к древним толщам (рис. 2, 3). Эти особенности связаны с заполнением осадками террас — ложбин континентального склона древней подводной окраины.

Современный рельеф подводной окраины унаследует наиболее характерные формы палеорельефа. Это в первую очередь относится к формам рельефа, приуроченным к зонам долгоживущих разломов. Так, Хатырский каньон



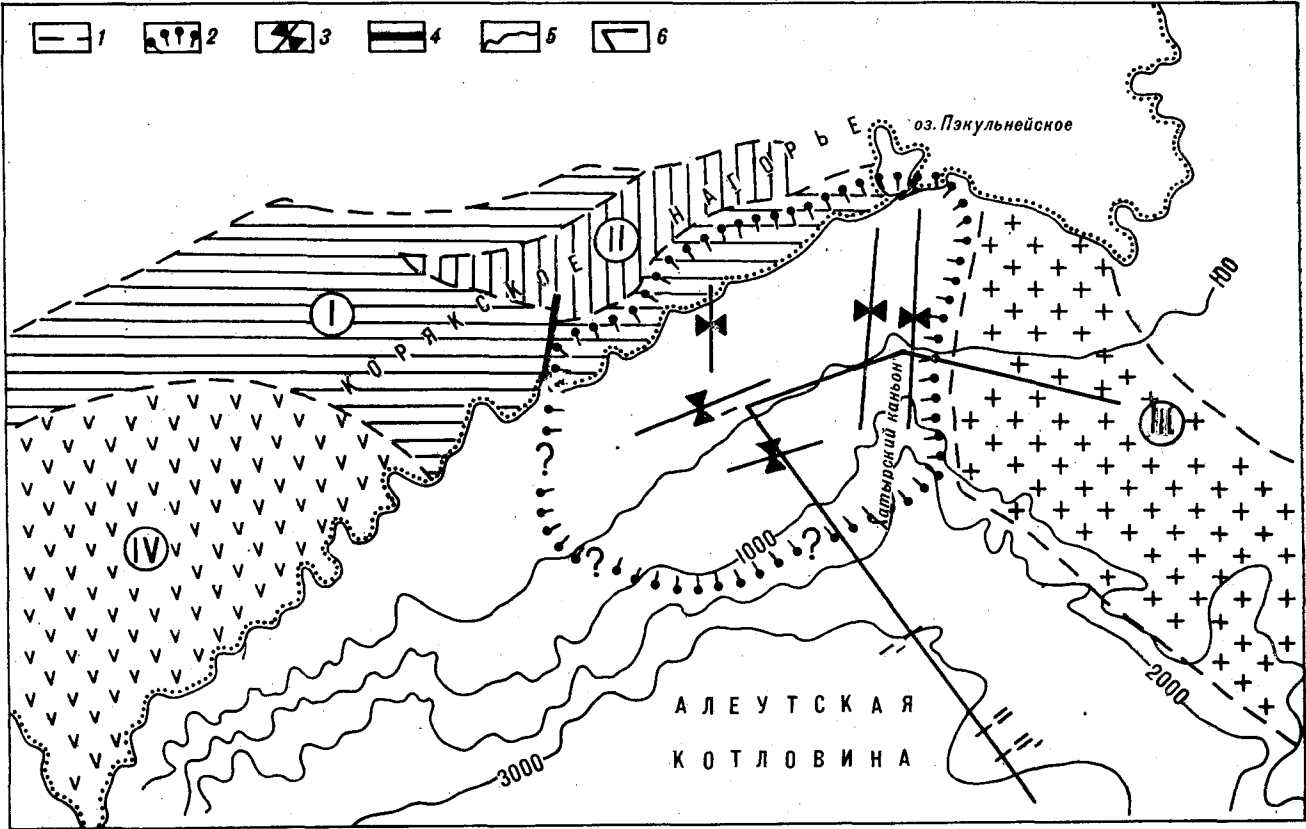


Рис. 1. Тектоническая схема подводной окраины и побережья Корякского нагорья.

Тектонические зоны (цифры в кружках): I — Хатырская, II — Энонойская, III — Наваринского «выступа фундамента», IV — Олюторская.  
 1 — границы тектонических зон; 2 — контур Нижне-Хатырской зоны прогибов; 3 — оси прогибов; 4 — разломы; 5 — изобаты в метрах; 6 — сейсмические профили.

(см. рис. 1), как и его древние погребенные аналоги, приурочены к границе Нижне-Хатырской зоны и Наваринского «выступа фундамента» и имеют, очевидно, в большей мере тектоническую природу.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ

Подводная окраина Корякского нагорья напротив бухты Наталии разделяется крутым поперечным уступом на юго-западный (Олюторский) участок, характеризующийся крутыми углами наклона и интенсивной расчлененностью континентального склона, и северо-восточный (Хатырский) участок, в пределах которого расположена Нижне-Хатырская зона (см. рис. 1). По восточному борту Хатырского каньона проводится граница Хатырского и Наваринского участков подводной окраины. На Хатырском участке континентальный склон имеет ширину от 60 до 110 км, а крутизна склона в основном составляет 1,5—2°, лишь в отдельных местах достигая 6—8°. Склон ослож-

нен крупными ступенями. Наиболее крупная из них расположена на глубинах 2000—2200 м и представляет собой слабонаклонную поверхность шириной до 18 км, осложненную холмами и грядами высотой 30—60 м. Подножие склона в пределах профиля I—I' (см. рис. 2) завершается слабо всхолмленной ступенью высотой 100—150 м и шириной 7—8 км. Верхняя часть склона от бровки шельфа до глубин 600—750 м представляет собой достаточно ровную поверхность. Переход к абиссальной котловине происходит на глубинах 3000—3500 м, в среднем 3300 м.

Континентальный склон на всем протяжении (в особенности на Олюторском участке) расчленен подводными каньонами, среди которых на Хатырском участке наиболее крупным является Хатырский каньон. Протяженность его около 120 км при ширине между верхними кромками бортов от 5 до 40 км [13]. Подводная долина прослеживается от глубин 75—100 до 3250 м. Близ вершины каньон разветвляется на несколько мелких каналов, продолжения которых прослеживаются на шельфе. Два из них пересечены профилем непрерывного сейсмического профилирования с

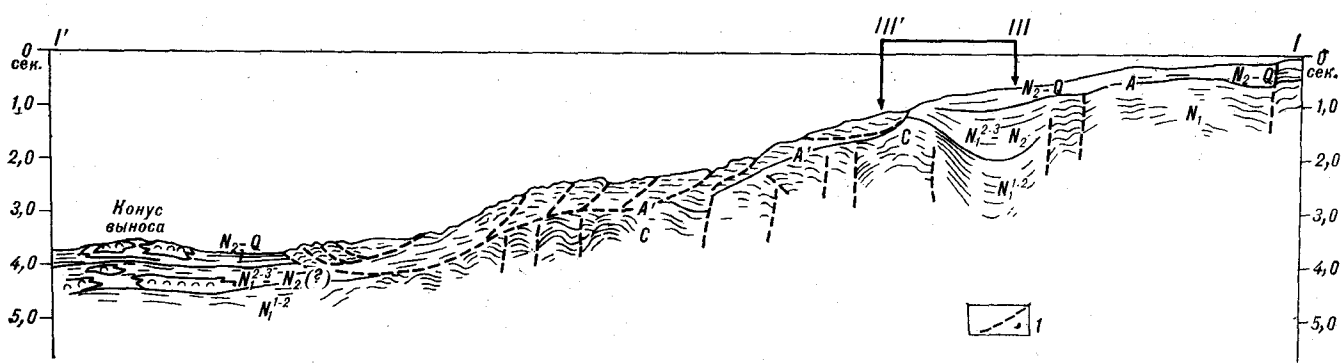


Рис. 2. Сейсмостратиграфический разрез континентального склона по профилю I—I', III—III' — участок профиля (см. рис. 3).  
1 — разломы.

эхолотным промером по изобате 100 м. Каналы имеют отчетливо асимметричное строение, выделяются намывные валы и гряды, разделенные протоками. Глубина достигает 50 м. Дно Хатырского каньона пологое, выделяются намывные террасы и узкие каналы, по которым происходит транспортировка осадочного материала в глубоководную котловину. Напротив устья каньона дно абиссальной котловины осложнено слабохолмистым возвышением, на поверхности которого прослеживаются узкие вытянутые гряды с пологими склонами и высотой порядка первых десятков метров. Края возвышения представляют собой довольно пологие (2—4°) уступы. Возвышение образовано подводным конусом выноса, о чем свидетель-

ствует большая роль турбидитов среди осадков и аномально высокие скорости осадконакопления, по устному сообщению М. А. Левитана достигающие в приповерхностном слое более 100 см/тыс. лет.

Форма Хатырского каньона свидетельствует о затухании в нем эрозионных процессов. Геоморфологический облик всего Хатырского участка подводной окраины свидетельствует о преобладании в его пределах процессов аккумулятивного наращивания по сравнению с Олюторским участком, где большую роль играет эрозия континентального склона подводными каньонами. Каньоны Олюторского, а также Наваринского участков узкие, глубокие, V-образной формы.

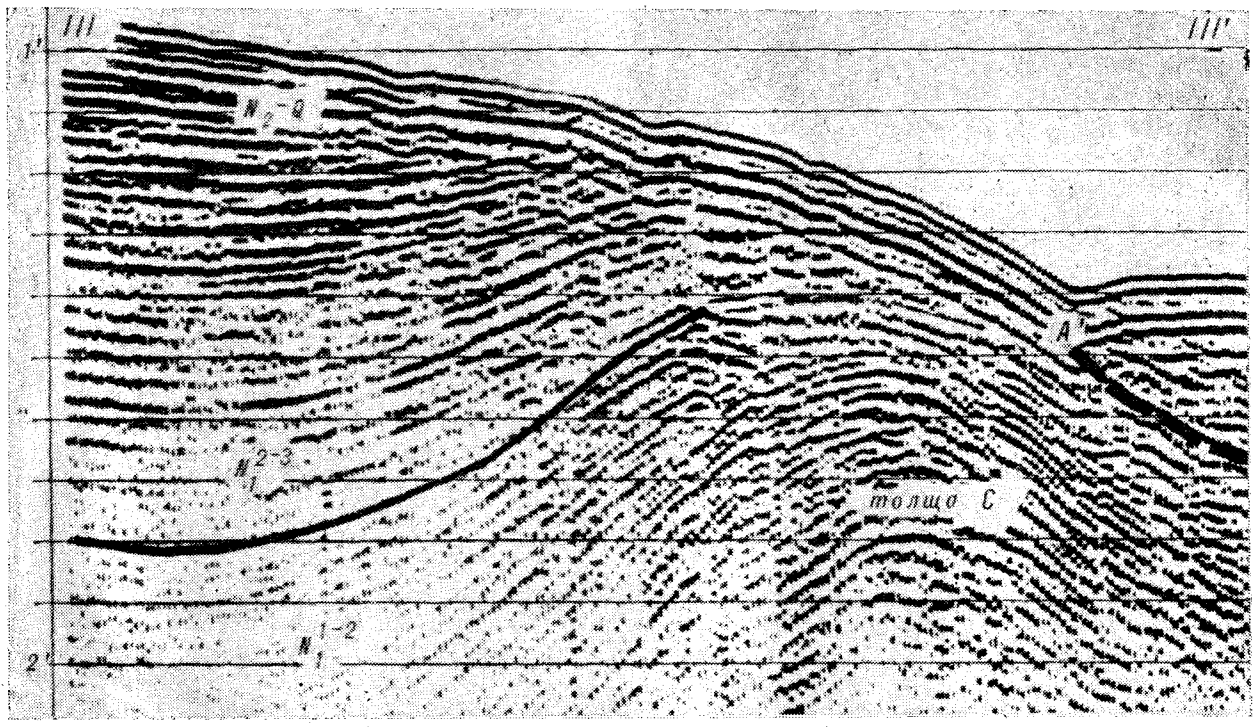


Рис. 3. Сейсмический профиль на участке III—III' (см. рис. 2).

## СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА (по данным сейсмопрофилирования)

Предшествовавшими геофизическими исследованиями в изученном районе [1, 6, 10, 11] детально охарактеризовано строение поверхности фундамента, промежуточного комплекса и структура осадочного чехла, в разрезе которого выделены и прослежены по площади ряд отражающих сейсмических границ, сопоставляемых с границами раздела стратиграфических подразделений суши. В целом чехол разделяется на более деформированный нижний структурно-вещественный комплекс, характеризующийся пластовыми скоростями  $2,8 \div 3,7$  км/с, мощностью до 4 км, и верхний менее деформированный комплекс ( $V_{пл} = 1,8 \div 2,2$  км/с), мощностью до 2,5 км [6]. Граница между комплексами, по данным Д. И. Агапитова, соответствует подошве среднего миоцена, а акустический «фундамент» — интенсивно дислоцированным верхнемеловым отложениям. Субмеридиональные прогибы, прослеживаемые в районе оз. Пэкульнейского, имеют «грабенобразную» форму, борта их, образованные эродированными верхнемеловыми отложениями, разбиты крупными сбросами. Отмечается резкий разрыв мощностей кайнозойских отложений в осевых частях прогибов и их прилегание (прислонение) к верхнемеловым толщам. Прилегания устанавливаются и внутри разреза кайнозойских отложений. Эти особенности строения можно связывать с заполнением древних подводных каньонов. В прогибах можно выделить несколько осадочных тел, надстраивающих друг друга по вертикали и являющихся погребенными разновозрастными каньонами.

В 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в изученном районе выполнено сейсмопрофилирование по двум региональным профилям. Один профиль проходит вдоль верхней границы континентального склона, второй пересекает континентальный склон и продолжается в глубоководную котловину (см. рис. 1). Сейсмопрофилирование проводилось по методике, разработанной в Институте океанологии АН СССР [8].

Вдоль первого профиля выделяется динамически очень четко выраженная отражающая граница А, залегающая ниже поверхности дна на глубине от 100 до 500 м. Граница неровная, осложнена разрывными нарушениями с амплитудами, измеряемыми десятками метров. Под привершинными ответвлениями Хатырского каньона граница образует два глубоких асимметричных прогиба, крутые борта которых приурочены к разломам. Ниже границы А выделяются еще две менее отчетливые отражающие границы, которые повторяют в целом «рельеф» границы А с возрастанием амплитуд

в местах понижений. По мере углубления границ увеличивается и степень стратифицированности разреза. Дислоцированность осадков полого залегающих двух верхних толщ увеличивается в прогибах. Те же особенности свойственны интенсивнее дислоцированным нижним толщам. В разрезах часто наблюдаются соотношения прилегания, приуроченные к границам толщ, а в нижних толщах — и к внутренним частям. Все это свидетельствует о том, что под современными каньонами существуют и их древние погребенные аналоги.

Граница А без перерывов прослеживается и на профиле I—I' в верхней части континентального склона, на глубинах 100—800 м от поверхности дна (см. рис. 2). Осадки, лежащие выше нее, имеют пологое, параллельное дну залегание. На участке склона с изобатами 500—750 м под ней выделяется еще одна отражающая граница, сопоставляемая с подошвой верхнего структурно-вещественного комплекса [6]. На этом участке выделяется крупный прогиб с бортами, осложненными разломами. Вниз по разрезу крутизна падения слоев близ бортов значительно увеличивается.

Ниже по склону рельеф дна становится более расчлененным, отражающие границы испытывают плавное воздымание, а толщи — выклинивание (см. рис. 3), по-видимому, в результате денудации склона подводным оползнем. Ниже изобаты 800 м на сейсмическом профиле непрерывно прослеживается отражающая граница А'. Она является кровлей интенсивно деформированной толщи С, поэтому характеризуется частыми наложениями дифрагированных волн. Осадки толщи С смяты в мелкие антиклинальные складки с округлыми замками, разделенные узкими синклиналиями, крылья которых осложнены разломами. Отложения выше границы А' расчленены очень пологими ( $0-5^\circ$ ) разрывами на линзовидные пластины. Граница А', по-видимому, является плоскостью смещения крупного оползня, тыловые участки которого расчленены трещинами отрыва, а в пределах центральных и фронтальных участков отложения интенсивно перемяты и разбиты мелкими нарушениями. В теле оползня фиксируется пододвигание тыловых участков под центральные, происходившее, по-видимому, по ранее образовавшимся трещинам отрыва. В рельефе тело оползня подчеркивается крупными ступенями и выступами. Выделенные в верхней части склона отражающие границы вновь прослеживаются в осадках глубоководной котловины. Осадки здесь отчетливо стратифицированы и имеют горизонтальное залегание. Под возвышением дна у подножия континентального склона зафиксированы несколько нестратифицированных осадочных тел мощностью 150—300 м, имеющих резкие не-

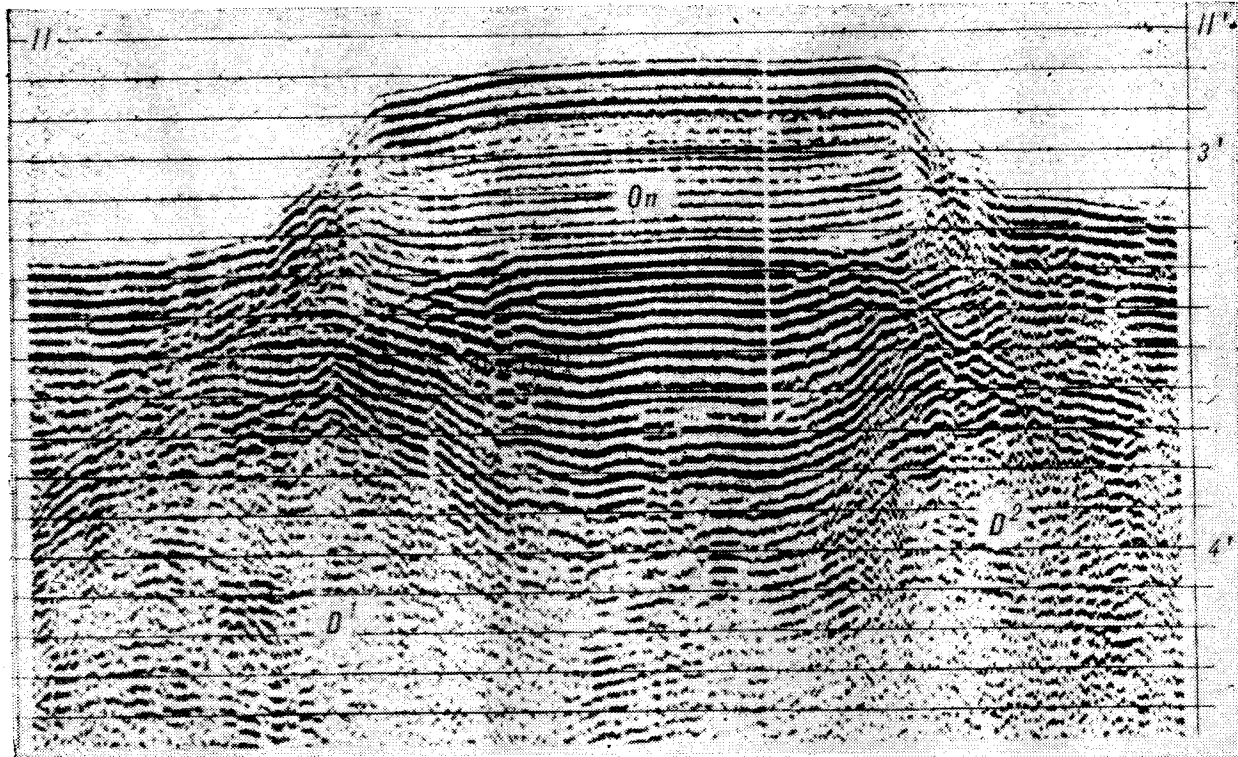


Рис. 4. Сейсмический профиль на участке II—II' (см. рис. 1).  
 Поперечный разрез оползневого тела — Оп.

ровные края. Внутри тел прослеживаются крутые отражающие поверхности, разделяющие блоки на отдельные линзовидные пластины разной мощности. Характерна мелкая волнистость внешних и внутренних границ, а также большая «прозрачность» по сравнению с горизонтально-слоистыми осадками котловины, напоминающая «облако» хаотически пересекающихся осей синфазности регулярных волн. Образование данного возвышения, по-видимому, связано с формированием глубоководного конуса выноса Хатырского каньона и каньонов Наваринского участка континентального склона. Вышеописанные тела «прозрачных» осадков являются, очевидно, выполнением «долин конусов выноса» [14], представленные «шнурковыми телами» [9] песчаников. Подобные образования прослежены в двух верхних толщах (см. рис. 2), возраст которых в соответствии с данными В. М. Голубева, Н. В. Устинова [6] является среднемиоцен-плиоценовым для нижней и плиоцен-четвертичным для верхней толщ.

При пересечении профилем (отрезок II—II' на рис. 1) конуса выноса Наваринского каньона зафиксировано два крупных блока линзовидно-сундучной формы, выраженных в рельефе дна протяженными, расширяющимися и резко обрывающимися в сторону котловины грядами с пологими вершинами и крутыми

склонами. Длина наиболее крупного блока (Оп на рис. 4) превышает 15 км при ширине 5—6 км, превышении над прилегающими участками дна до 300 м и мощности осадков около 900 м. Отражающие границы в блоке гладкие и субгоризонтальные. Вероятна оползневая природа этих блоков. Блоки могли перемещаться по руслам долин конусов выноса. Выделяемые в осадках под блоками тела  $D^1$  и  $D^2$  (см. рис. 4) по характеру сейсмической записи могут трактоваться как «шнурковые» тела долин конуса выноса с врезанным в них руслом, по которому и происходило перемещение блоков.

## ФАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

При интерпретации сейсмических разрезов осадочного чехла подводной окраины Корякского нагорья выявлено большое разнообразие осадочных тел, образование которых обусловлено различными геоморфологическими и тектоническими факторами. Изучение состава и фаций кайнозойских отложений на суше в обнажениях и кернах скважин позволяет восстановить историю формирования осадочного чехла подводной окраины и его наиболее крупных осадочных тел, погребенных подводных каньонов. Формирование осадочного чехла на ин-

тенсивно расчлененной подводной окраине обусловило резкую фациальную изменчивость осадков как вдоль, так и вкрест простирания Нижне-Хатырской зоны прогибов. Это является одной из главных причин неоднозначности стратиграфической корреляции кайнозойских отложений различными исследователями. В работе используется стратиграфическая схема Д. И. Агапитова, составленная им для левобережья р. Хатырки. Возраст стратиграфических подразделений обоснован В. И. Волобуевой [3].

В основании разреза залегает эоцен-олигоценая ионайская свита, представленная аргиллитами и глинистыми алевролитами с прослоями кремнистых аргиллитов, песчаников и мергелей. общей мощностью более 1000 м. Вверх по разрезу свиты возрастает доля песчаного материала. Характерны прослои и пачки дистальных, тонкослоистых турбидитов, в глубь побережья сменяющихся на более грубослоистые — проксимальные. В аргиллитах фиксируются следы воздействия подводных течений: знаки ряби течения, карманообразные скопления обломочного материала, в котором преобладают обломки аргиллитов, отмечающиеся и на поверхности прослоев. Подобные осадки характерны для нижних частей континентального склона. Наличие в нижней части свиты прослоев, сложенных преимущественно глауконитом, также подтверждает образование их в условиях открытого, относительно глубоководного моря [4] с медленным осадконакоплением. Состав и строение свиты однообразны в пределах всей Нижне-Хатырской зоны.

Выше ионайской свиты залегают грубозернистые породы олигоценовой нейвытвырской свиты, ранее сопоставляемые А. Е. Моховым с «диким» флишем. Свита представлена хаотически перемятыми валунными глинами, чередованием разногальечных конгломератов, разнозернистых неслоистых песчаников и аргиллитов. Отмечаются проксимальные турбидиты. По направлению к морю происходит уменьшение доли грубозернистых отложений. Комплекс фораминифер аналогичен комплексу ионайской свиты. Образование свиты происходило по мере приближения источников сноса в условиях расчлененного рельефа континентального склона, о чем свидетельствует оползневая природа валунных глин и морской генезис осадков. Образование свиты, по-видимому, синхронно развитию надвигов на границе с Эконайской зоной. На левобережье Хатырки отложения анольской свиты олигоцена вскрыты скважинами на склонах субмеридиональных прогибов. Они представлены в нижней части разреза чередованием пачек однородных темно-серых аргиллитов, алевролитов с пачками неслоистых, хаотически перемятых аргиллитов с

обильной неравномерно рассеянной примесью песчаного материала и плавающей галькой (гальечниковые глины по Г. Рейнеку и И. Сингху [10]), а в верхней — песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов. Характерны проксимальные турбидиты с отчетливой градационной слоистостью. В сторону осевых частей прогибов увеличивается мощность и грубеет состав отложений. На правобережье Хатырки преимущественно песчаные отложения свиты (ранее выделяемой как маллэнская) выполняют крупный Маллэнский прогиб. Здесь широко распространены проксимальные турбидиты и неслоистые комковатые глинистые песчаники, чередующиеся с массивными известковистыми песчаниками, аргиллитами. Отмечается неравномерное косое наслоение крупных линз песчаника, подчеркнутое линзовидными прослоями гравийного материала, следы размыва с карманами заполнения. Вверх по разрезу состав отложений грубеет. Внутри свиты выделяются поверхности прилегания. Ю. К. Бурлин [2] рассматривает эти отложения как образования подводного конуса выноса и, скорее всего, его вершинной части (проксимальные фаши).

Выше несогласно залегают песчано-конгломератовые отложения имликинской свиты нижнего миоцена, которые, как и образования нейвытвырской свиты, отлагались в период усиления тектонических движений, при приближении источников сноса осадочного материала. Вышележащая ваамочинская свита в прогибах также залегает с угловым несогласием и по составу близка анольской свите левобережья р. Хатырки. В разрезе свиты выделяется несколько пачек, имеющих сходное строение. В нижней их части залегают песчаные конгломераты, которые с размывом, подчеркнутыми крупными карманами заполнения, перекрывают подстилающие отложения. Конгломераты сменяются проксимальными турбидитами, а они в свою очередь — переслаиванием гальечниковых глин, аналогичных анольским, и однородных аргиллитов, алевролитов с прослоями градационно слоистых песчаников. Разрез пачек завершается чередованием комковатых глинистых косослоистых песчаников с линзовидными прослоями гравелитов и известковистых песчаников. На правобережье р. Хатырки выделяются две такие пачки, а на левобережье, в пределах прогибов — до пяти пачек. Мощность отдельных элементов пачек варьирует. Строение пачек в общих чертах идентично строению анольской свиты. По направлению к осевым частям прогибов отмечается резкое увеличение мощности свиты в целом и в особенности горизонтов турбидитов, которые на склонах прогибов практически отсутствуют. Формирование анольской

и ваамоочной свит происходило при заполнении подводных каньонов.

В развитии субмеридиональных прогибов выделяется ряд этапов, начинающихся с врезания каньона в подстилающие отложения с последующим заполнением их долин турбидитами, глинами большей частью оползневой природы, песчаниками мелководья, поступление которых в каньон происходило также в виде оползней. На смежных поднятиях в это время формируются в основном аргиллиты и галечниковые глины.

Вышеописанные отложения соответствуют нижнему структурно-вещественному комплексу осадочного чехла. Отложения верхнего структурно-вещественного комплекса на суше отмечены лишь на левобережье Хатырки, где они вскрыты скважинами на склоне субмеридиональных прогибов. Разрез начинается с диатомовых аргиллитов майнопольгинской свиты среднего миоцена. Это морские осадки, представленные в основном шельфовыми, лагунными фациями. Они перекрываются грубозернистыми отложениями среднего миоцена — плиоцена, в верхних частях разрезов которых появляются прослой и линзы бурых углей. Характерно отсутствие фауны фораминифер и широкое развитие диатомовых водорослей. Мощность отложений возрастает в сторону осевых частей прогибов. Венчают разрез маломощные глинисто-галечниковые нелитифицированные плиоцен-четвертичные осадки. Отложения верхнего структурно-вещественного комплекса фиксируют стадию заполнения и нивелировки расчлененного рельефа субмеридиональных прогибов, расположенных в настоящее время на суше. Однако, как уже упоминалось выше, в устье современного Хатырского каньона, врезанного в прогибы чехла, прослежен подводный конус выноса, в двух верхних толщах которого выделяются «шнурковые» тела песчаников, подчеркивающих долины конуса выноса. Возраст толщ среднемио-

цен-четвертичный. Это свидетельствует о том, что на месте современного Хатырского каньона находились и его древние палеоаналоги. По сравнению с нижнемиоценовыми палеоканьонами они были значительно смещены в сторону глубоководной котловины. Подобная миграция обусловлена разрастанием подводной окраины по вертикали и в сторону глубоководной котловины. Формирование шельфа и верхней части континентального склона в их современном виде произошло в конце миоцена — начале плиоцена. До этого времени подводная окраина в данном районе имела в достаточной степени расчлененный рельеф.

Таким образом, на месте Нижне-Хатырской зоны прогибов в ее современных границах в эоцене существовал открытый относительно глубоководный морской бассейн. Формирование осадочного чехла происходило в основном на прилегающем континентальном склоне на фоне воздымания участков, примыкающих к Эконайской зоне, что обусловило выход на поверхность самых нижних горизонтов чехла (ионайская свита) и одновременного погружения участков, располагающихся юго-восточнее, что определило накопление здесь большой мощности осадков. Основное осадконакопление происходило в погружающихся прогибах-террасах и в подводных каньонах, которые на эрозионных стадиях представляли собой крупные ущелья, заполняющиеся осадками при разрастании осадочного чехла вверх и по латерали на фоне общего погружения фундамента. Погружение фундамента прекратилось к концу миоцена, и подводная окраина в пределах Нижне-Хатырской зоны оформилась в ее современном виде.

В заключение авторы выражают признательность проф. Ю. П. Непрочнову, Л. Р. Мерклину, В. Н. Москаленко за полезные советы и консультации, а также Д. И. Агапотову, любезно предоставившему в пользование материалы по геологии региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С. И., Ржевский Н. Н. и др. Тектоническое строение западной части Берингова моря по геофизическим данным.— ДАН СССР, 1977, т. 232, № 1.
2. Бураин Ю. К. Нефтегазообразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса. М.: МГУ, 1981.
3. Волобуева В. И., Красный Л. Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979.
4. Геккел Ф. Распознавание морской мелководной обстановки.— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.
5. Гнибиденко Г. С. Тектоника Берингова моря.— В кн.: Геологическая история Берингова моря. Владивосток, 1981.
6. Голубев В. М., Устинцев Н. В. Строение осадочного чехла и фундамента Берингова моря.— В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л., 1981.
7. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. О структурных связях восточной части Корякского нагорья и юго-западной Аляски.— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 2.
8. Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П., Лунарский Г. И. Непрерывное сейсмическое профилирование.—

- В кн.: Океанология, т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979.
9. Рейнек Г.—Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981.
  10. Ржевский Н. Н., Андреев С. И. и др. Геомагнитная характеристика земной коры западной части Берингова моря.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 11. Л., 1976.
  11. Ржевский Н. Н., Шимараев В. Н. Основные черты

*ИГиГ ДВНЦ АН СССР*  
*Хабаровск*  
*Институт океанологии АН СССР*  
*Москва*

- геологической структуры западной части Берингова моря.— Сов. геол., 1978, № 10.
12. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
  13. Удинцев Г. Б., Бойченко И. Г., Канаев В. Ф. Рельеф дна Берингова моря. (Тр. ИО АН СССР, 1959, вып. 29.)
  14. Шепард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны. Л.: Гидрометеониздат, 1972.

*Поступила в редакцию*  
*7 декабря 1982 г.*

УДК 551.76/77(571.6)

*Л. А. Баскакова, Е. Д. Калачева, Т. М. Окунева, И. И. Сей*

## ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В статье затронуты основные проблемы стратиграфии мезозоя и кайнозоя Дальнего Востока. Охаракте-

ризованы этапы развития фауны и флоры и главные тектоно-седиментационные циклы развития региона.

Вопросы стратиграфии мезозоя и кайнозоя Дальнего Востока всегда привлекали пристальное внимание исследователей в связи с ведущей ролью этих отложений в геологическом строении региона. Особенно возрос интерес к ним в последнее время при широком проведении крупномасштабных геолого-съемочных работ и необходимости обеспечения последних надежной биостратиграфической базой. В статье кратко рассматриваются основные проблемы и спорные вопросы стратиграфии, главным образом биостратиграфии, триаса, юры, палеогена и неогена Дальнего Востока и намечаются некоторые пути их решения.

Триасовые морские отложения на Дальнем Востоке и в Забайкалье занимают незначительные площади, но они отражают ряд существенных геологических событий — смену верхнепалеозойских тектоно-седиментационных циклов мезозойскими. Эти циклы разделены крупной тектонической перестройкой, приведшей к изменению палеогеографической обстановки, палеобиогеографии Дальнего Востока и путей миграции фауны.

Изучение этапности развития фауны и осадконакопления, выделение и обоснование мелких стратиграфических подразделений и на их основе создание детальной местной стратиграфической схемы триасовых отложений юга Востока СССР, пригодной для крупномасштабных геолого-съемочных работ, является сейчас первоочередной задачей.

Разработанная III Дальневосточным стратиграфическим совещанием (1978 г.) схема, несмотря на то, что она выгодно отличается от предыдущих, не может вполне удовлетворять требованиям крупномасштабного картирования. Осталось немало проблем и спорных вопросов, касающихся, в первую очередь, границ между системами и их отделами, а также площадного картирования выделенных подразделений.

Мы не касаемся здесь главной проблемы триасовой системы — проблемы общей стратиграфической шкалы. В работах Е. Тозера [25—27], посвященных триасу Северной Америки, в трудах ведущих специалистов по триасу Северо-Востока СССР [5, 6] подробно рассмотрены недостатки альпийского стандарта. В последних работах всесторонне обоснована новая зональная схема Северо-Востока СССР, без учета которой, по-видимому, не обойтись при построении общей стратиграфической шкалы мира. Эту зональную схему можно рассматривать как стандартную для восточных районов СССР. Она хорошо подкрепляется данными по разрезам южных районов Востока СССР. В верхнем триасе здесь установлены общие комплексы двустворчатых моллюсков и амmonoидей, свидетельствующие о том, что вся территория Дальнего Востока входила в это время в Бореальную палеозоохорию. В раннем и среднем триасе моря юга Востока СССР находились на стыке Бореальной и Тетической палеозоохорий. В дальневосточных фаунистических комплексах наряду с тетическими формами присутствуют важные для корреляции бореальные роды, что обеспечивает надежное сопоставление местных схем северных и южных районов Востока СССР.

Нерешенным до конца остается вопрос о нижней границе триасовой системы на юге Востока СССР. На этой территории не обнаружены отцерасы, характеризующие нижнюю зону нижнего триаса. В отрогах Малого Хингана, ниже находок обломков офицератид (?), имеется пачка песчаников, которая, возможно, образовалась в начале раннего триаса. В Забайкалье, в районе пос. Хапчаланга в конкрециях среди алевролитов также обнаружен комплекс офицерасов [15, 16].

Верхняя часть индского яруса и нижний подъярус оленекского охарактеризованы довольно полно, содержат единые фаунистические



комплексы от Забайкалья до Южного Приморья, хотя в Южном Приморье они более разнообразны, с большим влиянием тетических элементов. Стратиграфия этой части разрезов споров не вызывает.

В верхнем подъярусе оленекского яруса отмечается уменьшение количества и разнообразия органических остатков. На ограниченных площадях Дальнего Востока известны лишь редкие просфингитесы и оленекитесы, поэтому граница оленекского и анизийского ярусов проводится по появлению однообразного обильного комплекса раннеанизийских видов карангатитесов и леофиллитесов. В Южном Приморье споры вызывают трактовка разрезов и фаунистических комплексов нижней и верхней зон верхнего подъяруса оленека, взаимоотношения ниже- и среднетриасовых толщ, наличие и стратиграфический интервал местных перерывов. Среди задач, намеченных III Дальневосточным стратиграфическим совещанием для дальнейшего изучения, были отмечены и эти спорные вопросы.

Хорошим репером для региональных и межрегиональных сопоставлений служит нижне-среднеанизийские отложения Дальнего Востока. Зоны этого стратиграфического интервала характеризуются обширными комплексами с примерно равным количеством тетических и бореальных видов аммоноидей, обеспечивающими их сопоставление с отложениями Северо-Востока СССР. Проявившиеся в Буреино-Удской и Южно-Приморской областях в конце анизийского и ладинского веках регрессивные тенденции отразились в смене тонкообломочных толщ раннего и среднего анизия песчаниковыми толщами и в резком сокращении числа аммоноидей и ухудшении их сохранности. Отсюда — трудности определения органических остатков, расчленения разрезов и условность корреляции с другими регионами.

Немаловажной задачей является изучение разрезов этого стратиграфического интервала и в целом триаса Сихотэ-Алинской структурно-фациальной области, где предполагаются непрерывные пермо-триасовые отложения.

Границы анизия и ладина, ладина и карния проводятся на Дальнем Востоке СССР условно. Карнийские отложения здесь документированы морскими двустворками пока в двух местах. Это нижняя часть тетюхинской свиты в районе пос. Рудный и бассейне р. Кур. Наиболее перспективным, на наш взгляд, районом является бассейн р. Кур. Здесь разрез триасовых образований требует доизучения. Спорным в нем является последовательность выделения свит и их фаунистическая характеристика. Особое внимание при изучении разреза в бассейне р. Кур нужно обратить на поиски органических остатков в нижней части

разреза, где, кроме карнийских, возможно обнаружение и более древних триасовых толщ.

В Южном Приморье континентальные карнийские образования расчленены по комплексам растительных остатков на кипарисовский и садгородский горизонты с условным положением границ и сопоставлением с ладинским и норийским ярусами.

На карнийский век падает главная тектоническая перестройка, проявившаяся на большей территории юга Востока СССР. С норийского века начинается новый этап развития уже мезозойскими тенденциями. С начала ярурия обширная бореальная трансгрессия охватила юго-восточные районы СССР — от Забайкалья до Южного Приморья. Как и на Северо-Востоке СССР, бореальные моря более южных районов в основном были населены двустворчатыми моллюсками, по которым и дано зональное деление норийского яруса. Находки аммоноидей крайне редки. Поэтому в процессе детальных работ важны поиски их в отложениях норийского яруса и в особенности в нижней зоне, выделенной на основании этой группы фауны.

Расчленение норийского яруса на четыре фаунистические зоны и сопоставление их с зонами Северо-Востока СССР не вызывает разногласий. Труднее определить точное место самых верхних слоев с мегафиллитесами и орцестесами. Они синхронизируются со слоями с *Tosarepten efimovae* Северо-Востока СССР, помещенными на уровне верхней части нория — рэта. Еще труднее определить возраст неохарактеризованной фауной пачки, залегающей выше зоны *Monotis ochotica*. Поиски органических остатков в этой части разреза наиболее перспективны в Джагдинской, Охотской, Нижнеамурской и Сихотэ-Алинской структурно-фациальных областях.

Проблемы стратиграфии юры Дальнего Востока определяются: 1) положением региона на стыке трех палеозоохорий высшего ранга — Бореальной, Тихоокеанской и Тетической и вытекающим отсюда своеобразием палеофауны; 2) неравномерностью вертикального (в разрезах) и горизонтального (на площади) распределения органических остатков; 3) широким развитием фаунистически слабо охарактеризованных геосинклинальных толщ; 4) общей недостаточной и неравномерной изученностью стратиграфии и фауны.

В юрской истории Дальнего Востока устанавливаются три крупных тектоно-седиментационных цикла, в значительной степени определяющие этапность развития палеофауны в регионе. Первые два грубо соответствуют нижнему и среднему отделам системы, третий, помимо верхней юры, включает часть нижнего мела. Распространением и связями юрских

бассейнов обусловлено своеобразием и составом морских сообществ беспозвоночных. Последнее, в свою очередь, определяет детальность расчленения юрского разреза, надежность границ установленных биостратонов различного ранга и корреляции их с подразделениями общей шкалы.

Начало юрского периода на значительной части территории Дальнего Востока совпадает с седиментационной паузой, продолжительность которой в различных районах, видимо, неодинакова и не всегда может быть установлена однозначно. Фаунистически доказанных отложений геттангского яруса в регионе не выявлено. Локальные выходы пород синемюрского яруса известны лишь в трех районах — в южной части Буреинского прогиба, на Сихотэ-Алине и в Южном Приморье, но возраст подстилающих и перекрывающих пород не ясен. В наиболее хорошо фаунистически документированном разрезе на побережье Тугурского залива (Торомский прогиб) на отложениях верхов норийского яруса (зона *Tosapecten efimovae*) с размывом, а по данным Т. М. Окунева [17], с угловым несогласием залегают осадки предположительно нижнего плинсбах. В северной части Буреинского прогиба основание юрского разреза слагают верхнеплинсбахские отложения, залегающие на домезозойских породах. Таким образом, граница триаса и юры на большей части Дальнего Востока совпадает с перерывом, охватывающим конец позднего триаса, геттангский век, в ряде районов — синемюр и ранний плинсбах. Лишь в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области существование этого перерыва не доказано. Здесь выделяются нерасчлененные верхнетриасовые — нижнеюрские толщи, но возраст их проблематичен.

Раннеюрская трансгрессия первого тектоно-седиментационного цикла достигла максимального развития, скорее всего, в позднеплинсбахское время. На территории Дальнего Востока морской бассейн имел, видимо, широкие связи с окружающими бассейнами, поскольку населявшие его сообщества беспозвоночных включали тихоокеанские элементы (синемюрский век), тетические (поздний плинсбах Южного Сихотэ-Алиния) и бореальные при преобладании последних. Общий космополитный характер раннеюрской фауны позволяет в нижнеюрских толщах Дальнего Востока установить зоны единой стратиграфической шкалы (верхний плинсбах) и провинциальные зоны широкого горизонтального распространения (нижний тоар), которые достаточно надежно скоррелированы с подразделениями общей стратиграфической шкалы. Проблематичными остаются характер нижнеплинсбахских ориктоценозов, в ряде случаев — границы установ-

ленных биостратонов и их распространение по площади.

Регрессивная фаза рассматриваемого цикла приходится на тоарский век, главным образом на поздний тоар. Она завершается крупным стратиграфическим несогласием регионального характера. На побережье Тугурского залива в верхах нижнего тоара появляются грубозернистые и углисто-глинистые породы и обилие растительных остатков. Выше с размывом залегают отложения низов средней юры. В северной части Буреинского прогиба и в Южном Приморье тоарские отложения, видимо, полностью выпадают из разреза. Регрессивную фазу в отдельных районах, возможно, отражает появление в разрезе континентальных слоев (Верхнее Приамурье). Наименее отчетливы следы перерыва в геосинклинальных толщах Сихотэ-Алинской складчатой области.

Граница нижней и средней юры, таким образом, фиксируется поверхностью регионального стратиграфического несогласия. Биостратиграфическая ее позиция определяется достаточно надежно залеганием в опорных разрезах выше поверхности несогласия слоев с *Pseudoliosceras beugrichi*, отвечающих низам средней юры — нижней части зоны *Leiosceras opalinum* общей шкалы [9].

Второй тектоно-седиментационный цикл охватывает среднеюрскую эпоху, за исключением, видимо, ее конца, и соответствует наиболее крупной в юрской истории региона морской трансгрессии. Предсреднеюрские движения, имеющие межрегиональный характер и широко проявившиеся на Северо-Востоке [18] и в Сибири [10], нарушили или крайне затруднили морские связи Дальневосточного бассейна. В результате здесь развивалась крайне обедненная фауна амmonoидей, представленная эндемичными родами и видами, что привело к необходимости выделения местных аммонитовых зон и слоев, которые лишь приблизительно с помощью межрегиональных корреляций сопоставляются с подразделениями общей шкалы [20].

Редкость находок амmonoидей и неравномерность распределения их по разрезу заставили обратиться при детальной стратификации среднеюрских отложений к митилоцерамам — быстро эволюционирующей полифацальной группе двустворок, приближающейся по своей стратиграфической значимости к ортофауне и играющей в средней юре доминирующую роль в составе донной биоты. По митилоцерамам для Дальнего Востока разработана автономная стратиграфическая шкала с выделением последовательно сменяющихся друг друга слоев [19]. Одной из важнейших проблем является уточнение объема и распространения этих биостратонов с дальнейшим переводом их в ранг зон

К числу основных проблем стратиграфии юры Дальнего Востока относится проблема расчленения верхней части среднеюрского разреза. Обедненный состав ориктоценозов и отсутствие руководящих форм позволяют лишь с большим приближением выделять отложения верхнего байоса и нижнего бата. Проблема тично присутствие среднебатских осадков. Все это не позволяет сколько-нибудь точно датировать региональное стратиграфическое и угловое несогласие, завершающее второй тектоно-седиментационный цикл. Эта седиментационная пауза, по масштабам превосходящая тоарскую, практически повсеместно сопровождалась складчатыми процессами, перестройкой структурного плана, смещением старых и появлением новых бассейнов осадконакопления и областей размыва. В ряде районов эти движения привели к установлению субаэрального режима, где морское осадконакопление сменилось континентальным или возобновилось лишь в конце поздней юры — начале мела.

Со своеобразием аммонитовых фаун связана условность границы средней и верхней юры в регионе. Она предположительно проводится внутри слоев с *Umaltites ega*, содержащих эндемичный комплекс аммонитов, датируемых ориентировочно поздним батом — началом келловея [21]. Это время отвечает началу третьего тектоно-седиментационного цикла, завершившегося, скорее всего, в готеривское время.

Основными проблемами стратиграфии верхней юры Дальнего Востока являются расчленение разрезов на ярусы и подярусы, зоны и слои, уточнение положения верхней границы юрской системы. В верхнеюрских ориктоценозах аммониты редки, и доминирующая роль принадлежит представителям бентоса, в первую очередь бухиям. В настоящее время для Севера СССР разработана и апробирована автономная стратиграфическая шкала по этой группе двустворчатых моллюсков, включающая элементарные биостратоны — бухиазоны [8]. Задачей является выяснение возможности использования бухиазон для детального расчленения дальневосточной верхней юры.

В поздней юре наиболее отчетливо проявляется роль Дальнего Востока как экотона. Это особенно характерно для конца эпохи, когда в аммонитовых сообществах преобладали тетические элементы, а в донной биоте продолжали господствовать бухии, с чем связана проблема верхнего яруса юрской системы для рассматриваемой территории. Одни исследователи, исходя из характера аммонитовой фауны, находят возможным выделить на Дальнем Востоке титонский ярус [23], другие, учитывая доминантную роль бухий, считают более оп-

равданным выделение волжского яруса [11, 22].

Верхняя граница юрской системы на большей части территории Дальнего Востока не имеет четкого геологического выражения и проходит внутри непрерывных, нередко литологически однородных толщ. В континентальных толщах граница юры и мела проводится по смене талынджанского палеофлористического комплекса солонийским [4]. В морских фациях она определяется, главным образом, сменой бухиевых комплексов, изученность которых, особенно верхневолжских, далеко недостаточна. Комплексы верхов юры характеризуют, скорее всего, средневолжский подъярус. Вопрос о присутствии верхневолжских бухий остается открытым. В южной части региона верхнеюрские и нижнемеловые отложения пространственно разобщены, и осадки верхов верхней юры, по видимому, отсутствуют [11], что свидетельствует о локально проявившихся в этом районе движениях на рубеже юры и мела.

Кроме указанных проблем, имеющих в основном биостратиграфический характер, следует отметить отставание в изучении вещественного состава юрских отложений и недостаточность литологических характеристик стратонтов различного ранга. Необходимость таких литолого-стратиграфических исследований определяется, в первую очередь, задачами крупномасштабного геологического картирования.

Палеогеновая и неогеновая системы материковой части Дальнего Востока представлены континентальными осадочными и вулканогенными образованиями постгеосинклинального периода развития. Континентальный генезис палеогена и неогена и ограниченный набор связанных с ними ископаемых остатков (преимущественно флора) допускают стратификацию их по стандартной шкале лишь на уровне отделов и, в отдельных интервалах, подотделов. В силу этого разработка стратиграфии дальневосточного кайнозоя осуществляется путем региональной унификации.

Принятая в настоящее время региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока, утвержденная в 1979 г. пленумом МСК, является третьей по счету и существенно отличается от предшествующих биостратиграфической направленностью. Построение региональной шкалы здесь проведено в основном на палеоботаническом материале, хотя региостратоны ее не лишены и литологической индивидуальности. Тем не менее, несмотря на более чем вековую историю стратиграфических исследований, и третья схема палеогена и неогена еще крайне далека до совершенства. Не имеют надежного палеонтологического обоснования границы систем и отделов, весьма условна привязка к общей стра-

тиграфической шкале региональных и местных подразделений, малой детальностью страдает региональная шкала, разработанная на уровне крупноранговых таксонов. В объеме палеогена выделено три горизонта (снизу: кивдинский, угловский, надеждинский), отвечающие трем отделам системы. Неоген расчленен на четыре горизонта (тавричанский, приханкайский, усть-суйфунский и суйфунский), три из которых приходятся на миоцен, четвертый отвечает плиоцену.

Корреляция региональной стратиграфической шкалы со стандартной производится исключительно на основе палеоботанических данных, что определяет некоторую «расплывчатость» границ общих стратонав. Выделенные в объеме палеоген-неогенового разреза палеофлористические комплексы, характеризующие горизонты, представляют палеосукцессионный ряд, отражающий последовательное изменение флоры, фиксируемое сменой доминантов и присутствием на отдельных стратонавах характерных таксонов. Большинство этих комплексов обеспечивают достаточно надежную внутрирегиональную, а некоторые из них — реперные, и межрегиональную корреляцию разрезов. Последние имеют сравнительно узкий возрастной диапазон и более обоснованную привязку к общей шкале.

Таковыми фитореперами на Дальнем Востоке являются: теплолюбивая райчихинская флора (вторая половина эоцена), приуроченная к верхней части углового горизонта; холодно-умеренная, с доминирующими сосновыми и березовыми флора тавричанского горизонта (начало раннего миоцена) и теплоумеренная ранне-среднемиоценовая флора приханкайского горизонта, в составе которой преобладают различные буквые. Эти флоры по систематическому составу и по типу представляемой ими растительности хорошо сопоставляются с японскими флорами, положение которых в общей шкале контролируется морской фауной из подстилающих и перекрывающих слоев [4, 14].

Менее определено в общей стратиграфической шкале положение остальных палеогеновых и неогеновых флористических комплексов. Датировка их возможна лишь в широких пределах, что обуславливает условный характер границ отделов. Четкой фиксации некоторых из них препятствует также пространственная разобщенность соседствующих по вертикали палеофлор. В региональной схеме границы горизонтов формально совмещены с границами отделов, однако это не гарантирует полный объем последних и не исключает перерывы между ними.

Палеоботанически наиболее обоснована нижняя граница палеогена, но вопрос о ней неразрывно связан с проблемой датского яруса. В настоящее время уже достаточно много данных,

в том числе и по Дальнему Востоку, свидетельствующих о геобиологической общности дания и палеоцена [4, 7, 12, 13]. Типовой датской флорой на Дальнем Востоке считается флора верхнего цагаяна. Она существенно отличается от флоры среднего цагаяна, датируемой маастрихтом, и обнаруживает значительно больше сходства с флорой вышележащей угленосной кивдинской свиты. Граница среднего и верхнего цагаяна, отчетливо фиксируемая поверхностью размыва, исследователями дальневосточного кайнозой единодушно принимается за границу мела и палеогена. Однотипность тафофлор верхнего цагаяна и кивдинской свиты, выражающаяся в общности их доминантных групп, однако не исключает некоторых различий. В кивдинском ориктоценозе в отличие от позднецагаянского резко сокращается роль меловых реликтов, для него характерно обилие разнообразных папоротников. Эти различия послужили основанием для формального расчленения этих флор с отнесением кивдинской к палеоцену [2].

Граница палеогена и неогена проводится по подошве тавричанского горизонта, палеофлористический комплекс которого сопоставляется с японской флорой Аниай, отражающей этап похолодания на рубеже олигоцена и миоцена. Неоднозначность толкования различными авторами стратиграфического объема эталонной японской флоры и присутствие в стратотипе тавричанского горизонта отпечатков *Trochodendroides*, которые являются реликтовой формой раннего палеогена, определяют значительную условность этой границы. Некоторые исследователи [2] склонны проводить ее внутри тавричанского горизонта.

Еще менее определено положение верхней границы неогена. Она проводится по кровле суйфунского горизонта, повсеместно представленного грубообломочными отложениями. На этом рубеже по палиноспектрам отмечается изменение флоры, вызванное похолоданием и приведшее к становлению современной растительности. Эта граница расположена несколько ниже фиксируемой в разрезах Средне-Амурской впадины и Нижнего Приамурья палеомагнитной инверсии Брюнес-Матюяма, датируемой в 0,7 млн. лет [3].

В структурно-формационном плане разрез палеогена и неогена представляет ряд циклокомплексов, отражающих определенные этапы постгеосинклинального тектогенеза и отделенных друг от друга региональными перерывами. Два из них приходятся на палеоген и по классификации А. А. Трофимука и Ю. Н. Карогодина [24] относятся к I типу комплексов, характеризующемуся приуроченностью к основанию более грубых, а к кровле менее грубых образований.

Первый циклокомплекс отвечает кивдинскому горизонту (включая верхний цагаан). Второму соответствуют угловский и надеждинский горизонты (эоцен, олигоцен). Он начинается грубообломочными базальными отложениями, переходящими в песчано-глинистые угленосные, и заканчивается тонкими озерными алеврито-глинистыми осадками. Третий комплекс, миоценовый, включает тавричанский, приханкайский и усть-суйфунский горизонты. По особенностям строения он принадлежит IV типу комплексов [24] с более грубозернистыми отложениями в основании и кровле и более тонкими осадками в средней части. Нижняя граница этого комплекса имеет скользящий во времени характер, в некоторых структурно-формационных зонах опускаясь в верхний олигоцен.

Грубообломочные отложения суйфунского горизонта (плиоцен) знаменуют начало нового, четвертого, циклокомплекса, продолжавшегося в антропогене, и связаны со стадией новейшего орогенеза.

Следует отметить, что продолжительность перерывов, разграничивающих седиментационные циклокомплексы, неодинакова. Перерыв по границе мела и палеогена в разрезе Амуро-Зейской впадины, видимо, отвечает раннему данию, в Южном Приморье он охватывает даний и палеоцен, а на Ханкайском массиве продолжается до позднего олигоцена. Остальные перерывы менее продолжительны. Палеоботаническими методами они датируются весьма приблизительно, в разрезах фиксируются поверхностями размыва и песчано-галечниковыми отложениями в основании седиментационных циклокомплексов.

Дальнейшее совершенствование стратиграфической схемы палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока предполагает: 1) детализацию региональной шкалы с выделением в объеме горизонтов биостратиграфических подразделений в ранге лон и слоев с флорой; 2) уточнение стратиграфических объемов выделенных горизонтов и положения границ общих стратонов.

Для успешного решения этих задач необходимы детальные комплексные палеонтологические исследования с привлечением радиологического и палеомагнитного методов датировки горных пород. Особое внимание должно быть уделено пограничным стратонуровням стандартной шкалы.

В условиях чрезвычайно плохой обнаженности дальневосточного кайнозоя весьма перспективным является палинологический метод, располагающий здесь прекрасной материальной базой (колоссальный объем керна по полным разрезам многочисленных впадин). Более пристального внимания заслуживают также остатки пресноводной и наземной фауны, не ставшие еще объектами целенаправленных исследований и не нашедшие еще должного применения в стратиграфических разработках.

Существенным пробелом в изучении палеогена и неогена является его слабая литологическая изученность. Нужны специальные работы с применением различных методов, в результате которых, кроме полной литологической характеристики местных и региональных подразделений, были бы получены рекомендации относительно перспективности того или иного метода для целей литостратиграфического расчленения и корреляции континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока.

В заключение следует подчеркнуть, что, несмотря на различную детальность стратиграфического расчленения рассматриваемых в статье систем, наиболее общей проблемой является недостаточное палеонтологическое обоснование на Дальнем Востоке границ общих и региональных стратонов различного ранга. И второе — при стратиграфических разработках всех систем мезозоя и кайнозоя Дальнего Востока не находят еще должного применения литолого-геохимические методы исследования, использование которых может оказаться весьма эффективным при расчленении и корреляции осадочных толщ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахметьев М. А.* Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение.— *Сов. геол.*, 1973, № 7.
2. *Ахметьев М. А.* К итогам 3-го Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания.— В кн.: *Стратиграфия и флора континентального неогена Дальнего Востока.* М.: Недра, 1979.
3. *Ахметьева Н. П.* Палеогеография нижнего Приамурья. М.: Наука, 1977.
4. *Вахрамеев В. А., Лебедев Е. Л.* Палеоботаническая характеристика и возраст угленосных верхнемезозойских отложений Дальнего Востока (междуречье Амура и Уды).— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1967, № 2.
5. *Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. (Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1979, вып. 447.)
6. *Дагис А. С., Бычков Ю. М., Архипов Ю. В.* Биостратиграфия триаса Северо-Восточной Азии. (Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1974, вып. 136.)
7. *Заклинская Е. Д.* Ключевые и коррелятивные таксоны и палинологическая корреляция отложений, пограничных между мезозойской и кайнозойской системами на Южном Сахалине.— В кн.: *Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока.* Владивосток, 1977.
8. *Захаров В. А.* Бухизоны в стратотипическом районе.— В кн.: *Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири.* Новосибирск, 1978.

9. *Калачева Е. Д., Сей И. И.* Pseudolioceras beyrichi (Schloenbach) из юрских отложений Дальнего Востока и его стратиграфическое положение.— В кн.: Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Ленинград, 1967.
10. *Кирина Т. И., Месежников М. С., Репин В. С.* О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск, 1978.
11. *Коновалов В. П., Коновалова И. В.* К стратиграфии верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений Приморского края.— В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
12. *Красилов В. А.* Новые данные о цагаянских отложениях и их тауофлоре.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12.
13. *Красилов В. А.* Цагаянская флора Амурской области. М.: Наука, 1976.
14. *Красилов В. А., Алексеенко Т. М.* Смена растительных сообществ в палеогене и неогене Южного Приморья.— В кн.: Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977.
15. *Окунева Т. М.* О границе перми и триаса в Хабаровском крае.— В кн.: Новые данные о границе перми и триаса СССР. Л., 1972.
16. *Окунева Т. М., Железнов А. А.* Новые данные о возрасте хапчерангинской свиты (Центральное Забайкалье).— ДАН СССР, 1970, т. 191, № 2.
17. *Окунева Т. М., Железнов А. А., Смирнов А. Н.* Верхнетриасовые отложения побережья Тугурского залива (Западное Прихотье). (Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1977, вып. 344.)
18. *Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Взаимоотношение нижней и средней юры на Северо-Востоке СССР.— Геол. и геофиз., 1978, № 3.
19. *Полуботко И. В., Сей И. И.* Среднеюрские иноцерамиды Тихоокеанского кольца и вопросы корреляции средней юры.— Тез. докл. к 14 Тихоокеанск. научн. конгрессу. М., 1979.
20. *Сей И. И., Калачева Е. Д.* Биостратиграфия среднеюрских отложений Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1972, № 2.
21. *Сей И. И., Калачева Е. Д.* Аммонитовый комплекс пограничных средне-верхнеюрских слоев Дальнего Востока СССР.— Геол. и геофиз., 1979, № 8.
22. *Сей И. И., Калачева Е. Д.* Материалы по стратиграфии морских верхнеюрских отложений Удского и Торомского прогибов.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
23. Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра, 1972.
24. *Трофимук А. А., Карагодин Ю. Н.* Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири.— ДАН СССР, 1974, т. 214, № 5.
25. *Tozer E. T.* Upper Triassic ammonoid zones of the Peace River foothills and their bearing on the classification of the Norian Stage.— Canad. J. Earth Sci., 1965, v. 2, N 3.
26. *Tozer E. T.* A standart for triassic times.— Geol. Surv. Canad. Bull., 1967, v. 156.
27. *Tozer E. T.* Triassic time and ammonoids: problems and proposals.— Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, N 8.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Поступила в редакцию  
18 января 1983 г.

УДК 551.242.22(571.66)

А. И. Ханчук

## ГЕОЛОГИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СРЕДИННОКАМЧАТСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

На новом фактическом материале построена стратиграфическая схема домеловых толщ, схема магматизма и метаморфизма Срединного хребта. Срединнокамчатский кристаллический массив впервые представлен как срединный массив с гранитно-метаморфи-

ческим фундаментом и вулканогенно-осадочным чехлом; предложено рассматривать его как тектонит срединных массивов островодужных систем Восточной Азии.

### СТРАТИГРАФИЯ ДОМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В исследовании геологического развития зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану одной из узловых является проблема кристаллических массивов в островных дугах. Изучение Срединнокамчатского массива — самого крупного в советской части зоны перехода — вносит важный вклад в ее решение.

В таблице дана стратиграфическая схема домеловых образований массива. По сравнению с последней схемой, разработанной в объединении Камчатгеология под руководством А. Ф. Марченко (1974 г.), представления о составе и объеме стратиграфических подразделений существенно изменились. Однако за ними в основном сохранены традиционные названия, поскольку общая последовательность геологического разреза была намечена правильно. Ошибки возникали из-за отсутствия достаточно четких признаков различия серий и свит, в результате чего нередко коррелировались толщи различных стратиграфических уровней.

В вопросе о происхождении массива нет единого мнения. Существующие представления можно свести к двум концепциям. 1. Срединнокамчатский массив представляет собой выступ комплекса основания альпийской геосинклинали Камчатки и сложен докембрийскими и (или) палеозойскими складчатыми комплексами. Докембрийские образования считаются блоком древнего гранитно-метаморфического слоя, который либо сохранился при океанизации Азиатского материка, либо является тектоническим покровом [3, 5, 17, 22]. Некоторые авторы [12] предполагают меланократовый исходный состав докембрийского комплекса (древняя океаническая кора). 2. Срединнокамчатский массив является ядром роста сиалической континентальной коры, которое образовалось в позднем мелу в результате метаморфизма и гранитизации верхнемеловых или верхнемеловых — палеозойских отложений [12]. Разногласия обусловлены неоднозначностью и противоречивостью данных о геологическом строении массива.

*Колпаковская серия.* Первоначально к колпаковской серии относили наиболее метаморфизованные образования, в основном гнейсы, и считалось, что они — самые древние. Позже появилось мнение, что гнейсы отражают лишь степень метаморфизма, и их обособление не имеет стратиграфического смысла. Проведенные в 1978 г. В. И. Шульдинером и автором исследования [24] подтвердили возможность выделения колпаковской серии, которая отличается от несогласно залегающих выше метатерригенных отложений не столько уровнем метаморфизма, сколько ясно выраженными признаками неоднократно проявленных дислокаций и высокотемпературного метаморфизма. Они определяются по появлению вторичной метаморфической сланцеватости, перекристаллизации, замещению первичных минералов вторичными, возникновению диафористической зональности граната. Как следует из петрохимических реконструкций, гнейсы образовались за счет глинистых сланцев и граувакк.

В последние годы в южной части Срединного хребта было проведено геологическое картирование и выполнен ряд тематических исследований. Благодаря этому получен обширный материал и появилась возможность по-новому рассмотреть проблему (рис. 1).

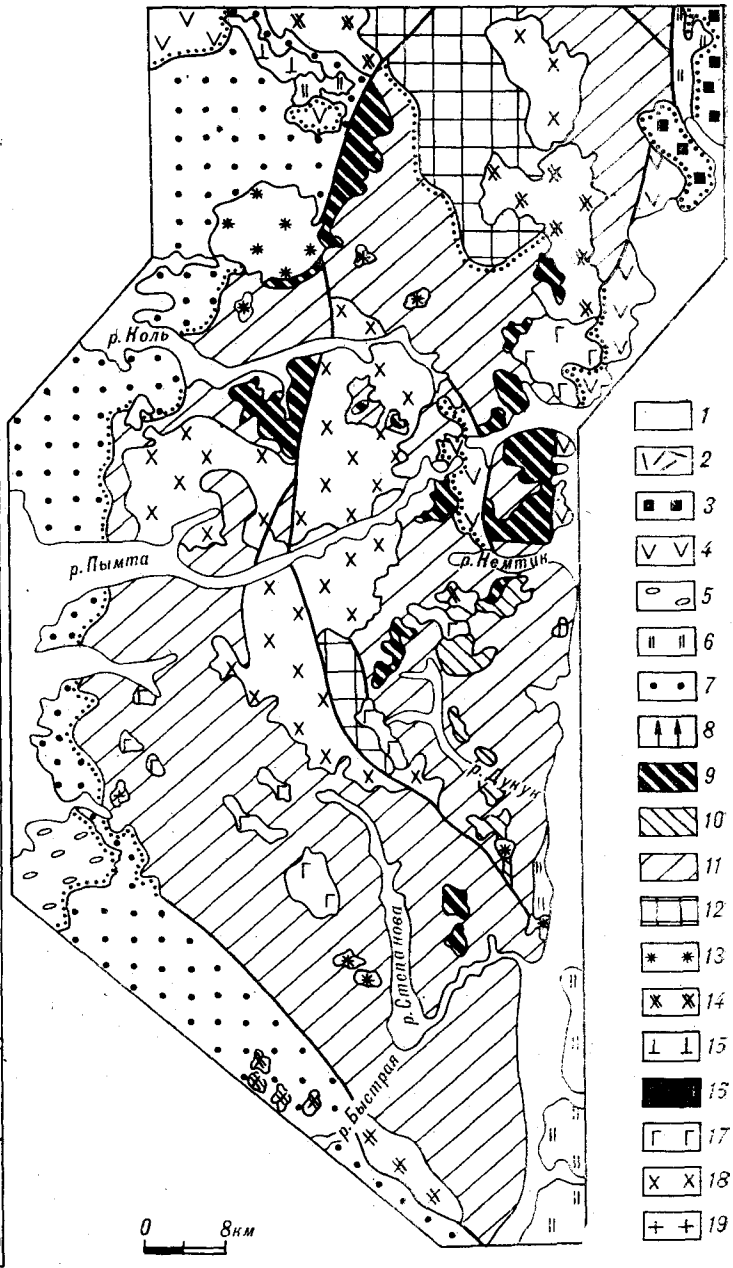
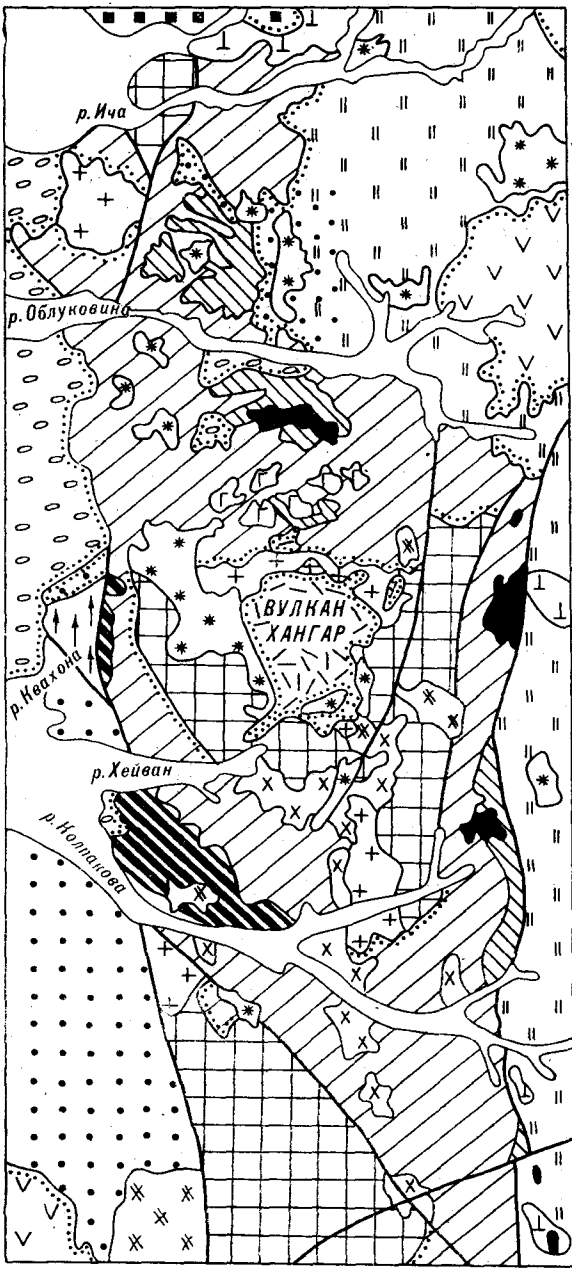



Рис. 1. Геологическое строение южной части Среднего хребта.

1—3 — четвертичные отложения: аллювиальные (1), андезиты — липариты (2), базальты (3); 4—5 — кайнозой: базальты, андезиты, дациты, их туфы, конгломераты (4), конгломераты, песчаники, туффиты (5); 6 — верхний мел, ирунейская свита: зеленосланечно измененные силициты, туфы, туффиты, реже базальты и андезитобазальты; 7 — нижний — верхний мел, кичикская серия: серицитизированные и хлоритизированные песчаники, алевролиты, аргиллиты, базальные и внутриформационные конгломераты и гравелиты; 8 — юра?, квахокская свита; 9—11 — палеозой: алисторская свита (9), химкинская свита (10), хейванская, андриановская и шихтинская свиты (11); 12 — протерозой, колпаковская серия; 13—19 — интрузивные образования: 13 — миоцен, габбро-нориты-гранодиориты; 14—16 — поздний мел, диориты — гранодиориты (14), габбро и монциттоиды (15), дуниты, верлиты, клинопироксениты (16); 17 — поздний палеозой — ранний мезозой, норландиты, нориты, диориты и тоналиты; 18 — палеозой, тоналиты и трондьемиты; 19 — протерозой, граниты.

Выходы колпаковской серии вскрываются в окрестностях вулкана Хангар, в истоках рек Воровской и Левый Дукук и предположительно в бассейне р. Ичи. По данным В. К. Кузьмина и А. П. Чухонина [9], возраст циркона из гнейсов колпаковской серии равен 1300 млн. лет.

*Малкинская серия.* Выше колпаковской серии залегает прогрессивно метаморфизованный комплекс терригенно-вулканогенных отложений, отнесенный к малкинской серии [24]. Наиболее представительный ее разрез изучен в истоках р. Крутогоровой (рис. 2). Здесь, в правом борту, обнажаются шихтинская, анд-



Характерные типы пород		Мощность, м	Возраст	
Квахонская свита - слабо метаморфизованные дациты, реже базальты, туфы, гравелиты		2000	юра?	
				
Малкинская серия	Химкинская свита - альбит-актинолитовые сланцы по туфам туффитам, метапесчаники, кварциты	Алисторская свита - амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам, кварциты	до 800 до 600	средний-верхний палеозой
	Хейванская свита - метаморфизованные песчаники и алевролиты, реже аргиллиты, конгломераты и гравелиты (преимущественно серицит-хлоритовая, биотитовая и ставролитовая зоны метаморфизма)		500-2000	
	Андреановская свита - амфиболовые, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, эпидот-клинопироксен-амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые крист. сланцы и амфиболиты по эффузивам основного состава, редко базальные метатуфоконгломераты		0-700	средний палеозой?
	Шихтинская свита - метаморфизованные терригенные отложения, в основном пелитового ряда, базальные конгломераты и гравелиты (преимущественно ставролит-силлиманитовые и биотит-мусковитовые плагиогнейсы и мигматиты)		0-1500	
Колпаковская серия - диафторированные кианитовые, кордиеритовые, кордиерит-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, редко гранатовые амфиболиты и кальцифилы		2500	протерозой?	

Стратиграфическая схема домеловых толщ Срединного хребта.

риановская, хейванская и химкинская свиты. Шихтинская и хейванская свиты состоят из метаморфизованных пород, среди которых преобладают тонкозернистые разновидности (метааргиллиты). Более грубозернистые породы — песчаники и алевролиты — встречаются реже и классифицируются как аркозовые и полимиктовые. Установлен их более кислый состав по сравнению с гнейсами колпаковской серии, за счет которых они формировались, что хорошо объясняется процессами осадочной дифференциации.

В андреановской и химкинской свитах преобладают метавулканы. Андреановская свита сложена амфиболитами по основным эффузивам и существенно отличается от метавулканитов химкинской свиты, в которой наряду с зелеными сланцами основного состава встречаются пласты кварцитов и метапесчаников.

Обнаружены прямые доказательства перерыва в основании малкинской серии [24]: в подошве шихтинской свиты присутствуют метаконгломераты и гравелиты, содержащие гальку гнейсов колпаковской серии и прорывающих ее крутогорских гранитов. Трудность выделения базального горизонта обусловлена метаморфической перекристаллизацией, которая затушевала различия между обломками и цементом. Однако наличие в гальке гнейсов колпаковской серии доказывалось не только данными петрографического изучения пород, но и результатами микронзондового исследования граната гальки и цемента: в гальке установлены реликты первичного магнезиального граната, заместившегося марганцевистым гранатом, аналогичным гранату цемента. В подошве андреановской свиты А. Ф. Марченко еще

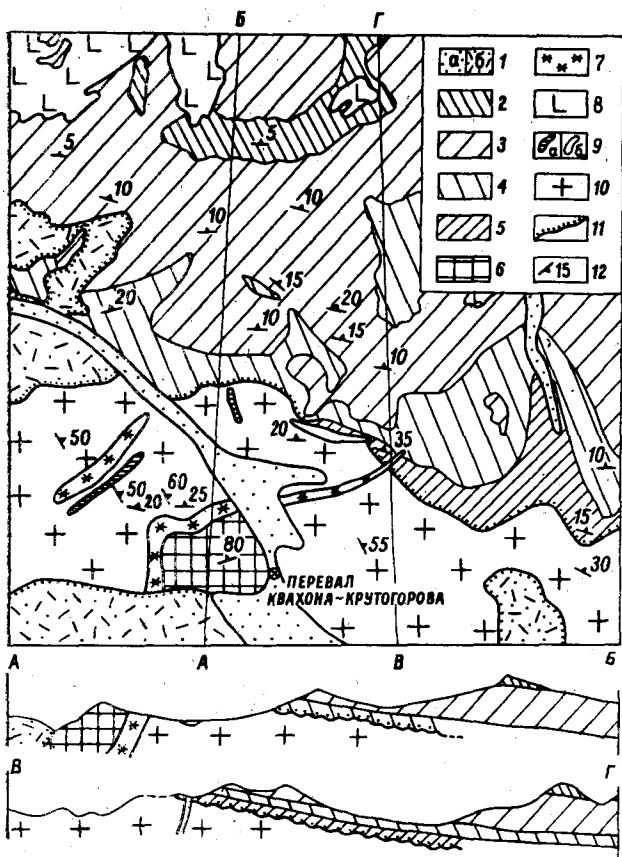


Рис. 2. Геологическое строение бассейна истоков Крутогоровой.

1 — четвертичные отложения: аллювиальные (а), вулканогенные (б); 2—5 — палеозойские отложения: 2 — химкинская свита — альбит-актинолитовые сланцы по туфам и туфам, метапесчаники, кварциты; 3 — хейванская свита — биотитовые филлиты и метапесчаники; 4 — андриановская свита — зеленые амфиболиты, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, метатуфоногломераты; 5 — шихтинская свита — тонкозернистые ставролитовые кристаллические сланцы, базальные метаконгломераты и гравелиты; 6 — протерозойские образования — колпаковская серия: диафориты по гнейсам и жильным гранитам; 7—10 — интрузивные образования: 7 — миоценовые диориты и гранодиориты перерывного комплекса; 8 — раннемезозойские гранатосодержащие диориты и гранодиориты дукновского комплекса; 9 — палеозойские метагабброиды андриановского комплекса (а) и грондлемиты кольского комплекса (б); 10 — протерозойские граниты; 11 — несогласное залегание отложений; 12 — ориентировка метаморфической сланцеватости или гнейсовидности.

в 1961 г. выявил метатуфоногломераты с галькой крутогоровских гранитов [3]. Метатуфоногломераты известны только в верховьях р. Крутогоровой, и здесь они залегают непосредственно на гранитах. Все попытки проследить их по простиранию заканчивались неудачей. Теперь это стало понятно, так как нижняя граница малкинской серии и основное несогласие проходит в подошве терригенных пород шихтинской свиты, подстилающих вулканиты андриановской свиты, а появление туфоногломератов связано с локальным размытием или выклиниванием шихтинской свиты.

Корреляция отложений малкинской серии в пределах всего Срединнокамчатского массива

из-за резко неравномерного метаморфизма оказалась сложной задачей. Ее решение стало возможным благодаря маркирующей роли метавулканогенных свит. Так, в восточной части массива толща зеленых сланцев с пластами кварцитов отчетливо сопоставляется с химкинской свитой, а залегающая ниже толща зеленых амфиболитов (самый крупный выход на водоразделе Правой и Лево́й Колпаковой) — с андриановской. Соответственно толща метапелитов между ними определяется как хейванская свита, а толща парапород, подстилающая андриановскую свиту, — как шихтинская (раньше здесь три нижние свиты малкинской серии ошибочно выделяли в камчатскую серию, а верхнюю вулканогенную толщу — в андриановскую свиту). В западной части массива, в междуречье Колпаковой и Хейвана, также наблюдается сходный четырехчленный разрез, однако он отличается тем, что здесь в верхней вулканогенной свите, стратиграфически соответствующей химкинской, преобладают ультраосновные эффузивы — пикриты (перидотитовые коматииты). Пикриты в указанном районе метаморфизованы слабо, и их вулканическая природа, благодаря хорошо сохранившимся эффузивным структурам и текстурам, сомнений не вызывает. Поскольку в стратотипической местности ультраосновные эффузивы среди вулканитов отсутствуют, то рассматриваемая толща, прослеженная вдоль всей западной окраины Срединнокамчатского массива (см. рис. 1), заслуживает быть выделенной в самостоятельную свиту — алисторскую (см. таблицу). Алисторская свита является фациальным аналогом развитой на востоке массива химкинской свиты, что доказывается прямыми наблюдениями над их замещением по простиранию в бассейне р. Немтик. Ранее ультраосновные эффузивы относили к андриановской свите, что неправильно, поскольку амфиболиты этой свиты прослеживаются в разрезах ниже пикритовой толщи без существенных фациальных замещений. Допускались и другие ошибки (в частности, отнесение пикритов к квахонской свите), основанные на неправильной идентификации вулканитов. Изучение выходов алисторской свиты наводит на мысль, что она протягивается далеко на запад. Например, в среднем течении р. Коль, крутые борта которой протягиваются вкост простирания, слабо наклоненная на запад кровля алисторской свиты выявлена и прослежена нами почти на 20 км к западу от Срединнокамчатского массива, а далее она скрывается под кайнозойскими породами. Параллельно этой поверхности залегают пласты песчаников и глинистых сланцев верхнего мела. Сходные с алисторской свитой породы известны на побережье Охотского моря (м. Омгон).

Возраст отложений малкинской серии принимается палеозойским согласно данным И. А. Сиверцевой и А. И. Смирновой [19], которые обнаружили в хейванской свите богатый представительный комплекс спор девона и карбона. Помимо колпаковской и малкинской серий, к домеловым образованиям относится квахонская свита, которая известна в виде небольшого тектонического покрова в среднем течении р. Квахоны [20]. В отличие от прежних представлений новые исследования показали широкое распространение в ней не только metabазальтов, но и метадацитов, что отличает ее от всех других метавулканогенных толщ.

Меловые толщи имеют в пределах Срединнокамчатского массива небольшую мощность и представлены терригенными отложениями, для которых в западной части характерен аркозовый состав, а в восточной — наблюдается значительная примесь туфового материала. Проведенные работы подтвердили прежние данные И. А. Сидорчука [20, 22] о несогласном залегании мела на метаморфизованных породах. В западной части массива (р. Платонич) изучены базальты нижнемеловые конгломераты кихчикской серии. В их гальке присутствуют метаморфизованные породы квахонской свиты и более древние граниты, гнейсы и кристаллические сланцы. В восточной части массива (реки Облукovina и Левая Колпакова) известны верхнемеловые конгломераты с галькой подстилающих пород. Кайнозойские отложения в строении массива существенной роли не играют.

## МАГМАТИЗМ

В Срединном хребте к наиболее древним образованиям относится крутогоровский гранитный комплекс докембрийского возраста. Как выяснилось, только в докембрии имеются сравнительно крупные (до 100 км<sup>2</sup>) массивы нормальных гранитов. В последующем граниты появлялись в незначительном объеме и лишь в виде маломощных жил в связи с метаморфизмом или магматизмом основного — среднего состава. Под ошибочным названием «плагιοграниты» ранее описывались породы Кольского комплекса. Последний на самом деле почти полностью сложен биотитовыми тоналитами и лишь в небольшом количестве присутствуют трондьемиты.

После непосредственных наблюдений автор вслед за М. М. Лебедевым и др. [11] пришел к выводу об интрузивном контакте Кольского массива со всеми толщами малкинской серии. Точка зрения С. М. Симицы о трансгрессивном залегании на кольских тоналитах метаморфических толщ представляется спорной. Метаморфизованные базальные слои не описаны. По-

пытка привлечь косвенные данные (взаимоотношения пород добитотитовой ступени метаморфизма) основана на ошибочной корреляции разобщенных разрезов, которая получилась потому, что С. М. Симица искусственно объединил в одну толщу «метавулканитов основного — среднего состава» [21, с. 107] как метапикриты и базальты алисторской свиты, залегающей ниже терригенного верхнего мела, так и пластовые интрузии диоритовых порфиритов, прорывающих верхний мел. Палеозойская андриановская свита почти целиком сложена метаморфизованными толеитовыми платобазальтами и может соответствовать трапповой формации Ю. А. Кузнецова [8]. Она прорвана породами упомянутого Кольского интрузивного комплекса, который относится к формации тоналит-трондьемитовых батолитов.

Ультраосновные и основные эффузивы алисторской свиты относятся к нещелочной (толеитовой) серии и напоминают вулканы докембрийских зеленокаменных поясов. Но в отличие от них палеозойский пикритовый комплекс Срединного хребта по составу аналогичен роговообманковым перидотитам, тогда как пикриты (коматиты) зеленокаменных поясов соответствуют лерцолитам и верлитам. Аналоги пикритового комплекса Срединного хребта известны только среди фанерозойских отложений и обычно приурочены к выступам древних кристаллических пород [5, 16] (Большой Кавказ, Казахстан, Чехословакия и т. д.), а также характерны для траппов древних платформ.

Возможно, с алисторскими пикритами связан Дукукский кортландит-норит-диоритовый комплекс: он соответствует формации никеленосных роговообманковых базитов, выделенной С. С. Зиминым [6] в пределах Дальнего Востока, и по петрохимическим характеристикам сопоставим с никеленосными интрузиями древних платформ (типа Седбери). Кортландиты по химическому составу близки к пикритам алисторской свиты и отличаются лишь несколько повышенной общей щелочностью и железистостью.

Мезозойский магматизм проявлен большей частью в краевых частях Срединнокамчатского массива, будучи связан с магматизмом в ограничивающих кристаллический массив эвгеосинклиналих. На западе массива это толеитовые эффузивы квахонской свиты. Состав пород, большая мощность, сильная дислоцированность, специфический глаукофансланцевый метаморфизм дают основание отнести квахонскую свиту к эвгеосинклиналиным формациям.

В развитии меловой эвгеосинклинали, располагавшейся к востоку от массива, выделяются два периода. В домаахстрихское время накопление отложений происходило в относительно глубоководных условиях, а в маастрихте и дате

появились небольшие острова [13]. Соответственно выделяются два типа эффузивов. Ранний представлен высокоглиноземистыми базальтами и андезитобазальтами, которые по петрохимии и геохимии близки к толеитовой серии [1], а поздний — щелочными калиевыми базальтами. Повышенное содержание в ранних эффузивах кремнезема, глинозема и щелочей объясняется взаимодействием толеитовой магмы с более древними сиалическими породами.

К завершающим стадиям мелового магматизма относится левоандриановский дунит-клинопироксенит-монцонитоидный комплекс, который тяготеет к мощной тектонической зоне, отделявшей кристаллический массив от позднемеловой эвгеосинклинали. Обычно ассоциацию пород последней рассматривают как типично офиолитовую, но от классических офиолитов она отличается прежде всего полным отсутствием стратификации и дунит-клинопироксенитовым, а не дунит-гарцбургитовым составом ультрабазитов.

Примерно в одно время с формированием левоандриановского комплекса во внутренних частях Срединнокамчатского массива произошло становление гольцовского диорит-гранодиоритового комплекса. Интрузивные комплексы, аналогичные гольцовскому, обособляются в последние годы или в самостоятельный петрохимический андезитовый тип, или в диорит-гранодиоритовую формацию.

В кайнозой эффузивный магматизм проявился в незначительных объемах и связан с развитием четвертичных андезитобазальтовых вулканических поясов Камчатки. Интрузивы относятся к габбро-гранодиоритовой формации.

## РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Проведенные работы подтвердили данные о домеловом возрасте последнего высокотемпературного метаморфизма. Во всех случаях, где удастся наблюдать контакт меловых отложений с более древними, он либо тектонический, либо в подошве мела присутствуют конгломераты с галькой уже метаморфизованных пород. Но следует подчеркнуть, что в составе домеловых и меловых толщ, особенно это касается терригенных, имеются слабо метаморфизованные породы, одинаковые по минеральным ассоциациям и внешнему облику.

В меловых толщах проявлены лишь начальные ступени метаморфизма. Это выражается в перекристаллизации первичных обломочных минералов, развитии кливажа, появлении альбита, а в богатых кальцием породах — эпидота, хлорита и мельчайших иголок бесцветного амфибола.

Метаморфизм квахонской свиты относится к кроссит-актинолитовой субфации глаукофан-

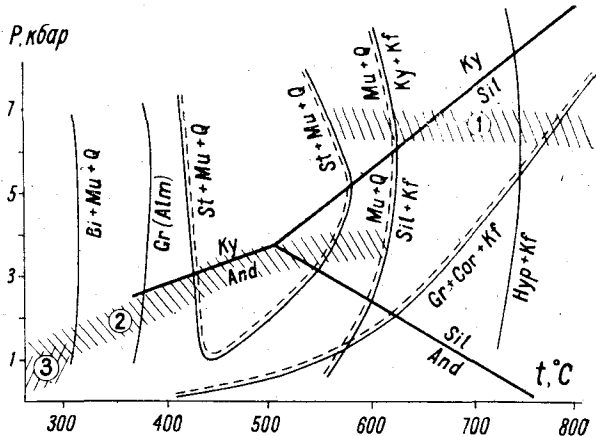


Рис. 3. Условия метаморфизма колпаковской (1), малкинской (2) и кичихской серий (3).

сланцевой фации по Н. Л. Добрецову [4]. Глаукофан (кроссит) встречается редко. Более обычны натровый актинолит [20].

Метаморфизм малкинской серии относится к андалузит-силлиманитовому типу и описан М. М. Лебедевым [11]. Новые данные дополняют и уточняют это описание. Для бедных кальцием пород характерны следующие ассоциации: зеленосланцевая фация\*: Му — Хл — Пл<sub>1</sub> — Кв; Би<sub>57</sub> — Му<sub>43</sub> — Хл<sub>56</sub> — Цо<sub>90</sub> — Пл<sub>2</sub> — Кв; Гр<sub>92</sub> — Би<sub>59</sub> — Му — Хл<sub>48</sub> — Пл<sub>8</sub> — Кв; ставролитовая фация: Ст<sub>83</sub> — Анд — Гр<sub>91</sub> — Би<sub>57</sub> — Му<sub>33</sub> — Пл<sub>29</sub> — Кв; Ст<sub>80</sub> — Ки — Гр<sub>87</sub> — Би<sub>53</sub> — Му — Пл<sub>16</sub> — Кв; Ст<sub>84</sub> — Сил — Гр<sub>90</sub> — Би<sub>61</sub> — Му — Пл<sub>26</sub> — Кв; фация биотит-мусковитовых гнейсов: Сил — Гр<sub>79</sub> — Би<sub>56</sub> — Му<sub>38</sub> — Пл<sub>28</sub> — Кв. P-T-условия метаморфизма показаны на рис. 3.

Специально изучался гранат в связи с его высокой информативностью об условиях метаморфизма. В гранате наблюдается прогрессивная химическая зональность, степень выраженности которой уменьшается с ростом температуры, так что гранаты фации биотит-мусковитовых гнейсов практически гомогенны, если не считать характерных для ставролитовой фации и фации биотит-мусковитовых гнейсов гистерогенных кромок, в которых наблюдается увеличение концентрации марганца и уменьшение магния.

Химическая зональность коррелируется с оптической. В гранате часто можно наблюдать зоны роста, отличающиеся по цвету. К их границам приурочены мельчайшие включения. Отмечается и изменение показателя преломления от центра к краю зерна.

\* Здесь и далее: Анд — андалузит, Би — биотит, Хл — хлорит, Кор — кордиерит, Гр — гранат, Гип — гиперстен, Кш — калиевый полевой шпат, Ки — квантит, Му — мусковит, Пл<sub>16</sub> — плагиоклаз и его номер, Кв — кварц, Сил — силлиманит, Ст — ставролит, Цо — цоизит. Цифры при символах минералов — их общая железистость.

Очень редко в ставролитовой фации встречаются две генерации граната. Гранат второй генерации или окружает зерна первой, или же образует в породе самостоятельные зерна. И. А. Тарарин [23] установил более высокую кальциевость граната второй генерации, и поскольку железистость их примерно одинакова, то был сделан вывод о том, что вторая генерация граната образовалась во время второй фазы метаморфизма при более высоком давлении. Однако гранат второй генерации переполнен включениями плагиоклаза, более кальциевого по сравнению с плагиоклазом породы. Одновременное повышение кальциевости граната и плагиоклаза указывает на повышение химического потенциала кальция. Скорее всего, это связано с распадом цоизита, который изредка встречается в низкотемпературных метапелитах зеленосланцевой фации и полностью отсутствует в ставролитовой.

Метаморфизм колпаковской серии происходил неоднократно [24]. Ранний относится к кианит-силлиманитовому типу. Для бедных кальцием пород характерны следующие ассоциации первичных минералов:

фация биотит-мусковитовых гнейсов: Ки — Гр<sub>87</sub> — Би<sub>87</sub> — Му — Пл<sub>22</sub> — Кв; кианит (силлиманит)-ортоклазовая фация: Ки — Гр<sub>89</sub> — Би<sub>74</sub> — Кш — Пл<sub>24</sub> — Кв; Сил — Гр<sub>79</sub> — Би<sub>55</sub> — Кш — Пл<sub>25</sub> — Кв; гранат-кордиерит-ортоклазовая фация: Гр<sub>83</sub> — Кор<sub>56</sub> — Би<sub>65</sub> — Кш — Рл<sub>29</sub> — Кв; Кор<sub>51</sub> — Би<sub>67</sub> — Пл<sub>32</sub> — Кш — Кв; Гр<sub>83</sub> — Би<sub>71</sub> — Кш — Пл<sub>27</sub> — Кв; Кор<sub>52</sub> — Гип<sub>44</sub> — Би<sub>62</sub> — Кш — Пл<sub>30</sub> — Кв (Гр<sub>85</sub>). В последней ассоциации гранат в виде мельчайших реликтов находится в плагиоклазе. *PT*-условия даны на рис. 3.

По данным И. А. Тарарина [23], в слабоизмененных породах железистость граната в парагенезисе с кордиеритом, силлиманитом и ортоклазом составляет 75 и 80%, а кордиерита в обоих случаях 45%. Гранат-кордиерит-ортоклазовая фация соответствует общепринятой гранулитовой. Принадлежность части пород колпаковской серии к гранулитам обосновывается не только находками гиперстена, но и распределением магния между сосуществующими гранатом и кордиеритом. Согласно последнему геотермометру И. В. Лаврентьевой и Л. Л. Перчука [10], температура метаморфизма в гранат-кордиерит-ортоклазовой фации превышала 750°C.

Минеральные ассоциации, возникшие при повторном метаморфизме колпаковской серии, хорошо согласуются с ассоциациями прогрессивно метаморфизованных пород малкинской серии. Особенно характерно замещение первичного кианита и силлиманита андалузитом или вторичным силлиманитом (фибrolитом), которые широко распространены в малкин-

ской серии. Автором обнаружен уникальный случай замещения одного и того же кристалла кианита одновременно андалузитом и фибролитом. При диафторезе в гранате появляется либо регрессивная зональность, связанная с его растворением в процессе замещения вторичными минералами, либо сложная, отражающая рост граната в новых условиях. В бедных кальцием породах гранат растет за счет реакции с плагиоклазом.

Гранаты гнейсов колпаковской серии с высококальциевыми краевыми зонами напоминают две генерации граната из малкинской серии. Но в отличие от них в гранате из колпаковских гнейсов увеличение количества кальция обусловлено его перераспределением из плагиоклаза, так как зерна последнего на контакте с гранатом раскислены. Это объясняется низкой температурой диафтореза. В краевой зоне гранатов при этом наряду с кальциевостью сильно повышается железистость.

## ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И НАПРАВЛЕННОСТЬ РАЗВИТИЯ

До сих пор всеми исследователями структура Срединнокамчатского массива рассматривалась как очень сложная, возникшая в результате складчатости мощных геосинклинальных толщ, а сам кристаллический массив считался частью гигантского антиклинория. Однако новые данные не позволяют с этим согласиться.

Слоистая структура колпаковской серии действительно очень сложна и полностью не расшифрована. Часто наблюдаются лежащие изоклинальные складки шириной до первых метров. Ориентировка метаморфической сланцеватости примерно совпадает с ориентировкой осевых плоскостей изоклинальных складок, для которых характерны устойчивые северо-западные и близширотные простирания.

На складчатых образованиях колпаковской серии почти горизонтально залегают толщи малкинской серии. Это доказывается положением маркирующих горизонтов метавулканитов, которые теперь прослежены почти по всему массиву. И только на самом его юге, в удалении от выступа кристаллического фундамента, в малкинской серии появляются складчатые дислокации и увеличивается ее мощность. Метаморфогенная структура серии в тех случаях, когда сланцеватость и слоистость совпадают, проста и представлена мелкими изгибами плоскостей сланцеватости. Но когда сланцеватость занимает секущее положение по отношению к слоистости, в породах появляются мелкие деформации границ слоев; именно эти деформации и создавали ложное впечатление сильной дислоцированности всей серии.

Метаморфизм малкинской серии не сопровождался полной складчатостью, а возникшие при этом структуры являются типичными, по П. Эскола [28], окаймленными гнейсовыми куполами. К центру куполов приурочены породы, уже бывшие кристаллическими к моменту метаморфизма «малкинской» фазы. В большинстве случаев это гнейсы колпаковской серии, но в южной части массива их место занимает более молодой кольский тоналит-трондьемитовый батолит. Зональность «малкинского» метаморфизма отразила уже существовавшую блоковую структуру кристаллического цоколя, и к его приподнятым участкам приурочены оси термальных антиклиналей.

Меловые кремнисто-вулканогенные образования, примыкающие к массиву с востока (прунейская свита), сильно дислоцированы. Но в пределах массива они залегают почти горизонтально и нередко подстилаются и отчасти фациально замещаются терригенными отложениями (хозгонская свита). В меловых отложениях западной части массива (кихчикская серия), примыкающих или залегающих непосредственно на более древних породах, также наблюдается субгоризонтальное положение слоистости.

Таким образом, отчетливо проявляется двухэтажное строение Срединнокамчатского массива. Это позволяет рассматривать кристаллический массив как срединный, фундамент которого сложен сильно дислоцированными докембрийскими образованиями, а чехол — полого залегающими фанерозойскими отложениями.

В настоящее время возраст домеловых пород определяется в известной мере условно, в широких пределах. Однако о последовательности напластования толщ, магматизма и метаморфизма можно судить вполне определенно. Это позволяет рассмотреть вопрос о направленности развития земной коры в пределах Срединнокамчатского массива. Полученные результаты наиболее полно согласуются с концепцией базификации, если рассматривать ее как следствие эрозии сиалических пород, их разбавления и переработки мафическим материалом. Наиболее древние докембрийские образования представлены на 95% гнейсами и гранитами. В палеозое происходила их постоянная эрозия, сопровождающаяся накоплением вулканитов ультраосновного и основного состава и внедрением ультраосновных и основных интрузий. Кольские тоналиты по химическому составу аналогичны докембрийскому комплексу, и их внедрение в верхние горизонты коры с последующей эрозией, несомненно, привело к увеличению основности более низких горизонтов коры. Излияние основных лав и внедрение интрузий основного и ультраосновного состава продолжалось в мезозое и кайнозое. Кислые интрузивы этого времени в среднем оказываются бо-

лее основными по сравнению с докембрийскими гнейсами и их появление связано с процессами контаминации древних сиалических образований.

## СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Кроме Курило-Камчатской островной дуги, срединные массивы могут быть выделены и в Японской дуге (Хида и Абакума-Китаками).

Сравнительное изучение геологического строения срединных массивов островных дуг [2, 7, 14, 15, 27, 29—36] позволяет выявить следующие их особенности. Фундамент срединных массивов сложен докембрийскими гранитно-метаморфическими комплексами, для которых характерен первичный сравнительно глубинный и низкоградиентный зональный метаморфизм, достигавший уровня гранулитовой фации. Для нижних горизонтов фанерозойского чехла отмечается высокоградиентный зональный метаморфизм низких давлений. Срединные массивы островных дуг выделяются особым режимом развития, который выражается прежде всего в специфике магматических формаций. Характерны трапшовая, кортландит-норитовая, тоналит-трондьемитовая формации и формация глиноземистых пикритов (коматитов). Подобные формации отсутствуют в обрамляющих срединные массивы геосинклиналях. Присутствие формаций ультраосновных и основных пород свидетельствует о глубокой переработке земной коры срединных массивов и дает возможность рассматривать срединные массивы островных дуг вслед за А. Д. Щегловым [25] как характерные области автономной активизации. Кроме того, в срединных массивах островных дуг широко развиты процессы отраженной тектоно-магматической активизации. Они выражены прямым проникновением в срединные массивы магм, связанных с геосинклинальными и островодужными системами.

Докембрийский гранитно-метаморфический фундамент срединных массивов не может полностью отождествляться с остатками структурной поверхности, на которой образовались обрамляющие геосинклинальные системы [26], потому что в настоящее время доказано заложение большинства эвгеосинклиналей островных дуг на древней или новообразованной в результате растяжений океанической коре.

Имеющиеся геологические и геофизические данные, видимо, наиболее полно согласуются с концепцией, доказывающей аллохтонную природу докембрийских гранитно-метаморфических блоков. Образовавшиеся на их основе срединные массивы представляли собой участки, в которых осуществлялся направленный процесс

деградации древней континентальной коры. Такой процесс обусловлен, с одной стороны, эрозией древних кристаллических пород в условиях постоянного геотектонического режима, а с другой — разбавлением и переработкой кислых образований основным и ультраосновным материалом. Срединные массивы островных дуг представляют собой самостоятельно

развивающиеся геоструктурные единицы, сопоставимые по размерам с примыкающими геосинклинальными прогибами. Однако в противоположность геосинклинальным системам, в которых осуществляется наращивание и сиализация континентальной коры, для срединных массивов островных дуг характерен обратный процесс.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байков А. И. Магматизм и оруденение центров позднемелового вулканизма Центральной Камчатки. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970.
2. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
3. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.
4. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 57.)
5. Дуденко Л. Н., Марковский Б. А. Вариации химического состава вулканических ультрамафитов.— Сов. геол., 1981, № 2.
6. Зимин С. С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973.
7. Кимура Т. Древняя континентальная окраина Японии.— В кн.: Геология континентальных окраин, ч. 3. М.: Мир, 1979.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
9. Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 4.
10. Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л. Кордиерит-гранатовый термометр.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 3.
11. Лебедев М. М., Ястремский Ю. М., Гузиев И. С. О природе гранитогнейсовых куполов Срединной Камчатки метаморфической зоны.— Новоалександровск, 1970. (Тр. СахКНИИ, вып. 25.)
12. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 268.)
13. Марковский Б. А., Ротман В. К. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
14. Мацуда Т., Китакура Н. Северо-Восточная Япония.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977.
15. Мацумото Т., Кимура Т. Юго-Западная Япония.— Там же.
16. Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л. Диабаз-пикритовая формация.— В кн.: Магматические формации СССР, ч. 1. Л.: Недра, 1979.
17. Оточкин В. В. Структурные особенности метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки.— Сов. геол., 1981, № 2.
18. Парфенов Л. М., Карсаков Л. П. и др. Древние сиалические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.
19. Сиверцева И. А., Смирнова А. И. О находке палеозойских спор в метаморфизованных отложениях Камчатки.— Геол. и геофиз., 1974, № 6.
20. Сидорчук И. А., Ханчук А. И. Мезозойский глаукофансланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке.— Геол. и геофиз., 1981, № 3.
21. Силица С. М., Шашкин К. С. Плагиограниты Срединного хребта, их возраст, фациальные черты и место в структурной эволюции камчатских метаморфид.— В кн.: Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1979.
22. Смирнов А. М., Марченко А. Ф. Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки.— В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
23. Тарарин И. А. Особенности минералогии и зональность гранатов как показатели полиметаморфизма Срединнокамчатского комплекса.— Геол. и геофиз., 1981, № 6.
24. Шульдинер В. И., Ханчук А. И. и др. Два типа домезозойского метаморфизма в Срединном хребте Камчатки.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 2.
25. Щеглов А. Д. Срединные массивы как особый тип металлогенических провинций.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
26. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 11, № 5.
27. Adachi M. Paleogeographic Aspects of the Japanese Paleozoic—Mesozoic.— J. Earth Sciences, Nagoya University, 1976, v. 23/24.
28. Eskola P. E. The problem of mantled gneiss domes.— Geol. Soc. London Quart. J., 1949, v. 104, pt. 4.
29. Geological map of Japan. Scale 1:1 000 000, 1978, Geological survey of Japan.
30. Kanayama K., Hiroi Y. Geology of the Mt Hadatsu area in the Hida metamorphic terrain central Japan.— J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1979, v. 74, № 1.
31. Murata M., Kanisawa S., Okami K. Stratigraphical evidences for the Pre-Silurian age of the granites in the Kitakami massif Northeast Japan.— Proc. Japan Acad., 1975, v. 51, № 7.
32. Nozawa T. Hida belt and Hida marginal belt in central Hida Mountains.— In: Guidebook Excurs. Geol. Surv. Japan, 1977, № 4.
33. Shibata K., Ito M. Isotopic ages of schist from the Asahidake—Shiroumadake area, Hida mountains.— J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1978, v. 1.
34. Shimaoka H., Watanabe J. On the Pre-Abean "Nisidohira metamorphides", central Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1976, v. 82, № 8.
35. Suzuki M. An occurrence of "eclogitic rock" in the Hida Metamorphic Belt.— J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1973, v. 68, № 12.
36. Watanabe J. Petrofabric analysis on the basement complex of the southern Abukuma Plateau, Japan.— Pacif. Geol., 1971, № 3.

УДК 550.83 : 553.3/9

*И. К. Туезов, Ю. И. Бакулин, В. А. Бормотов,  
В. Н. Гагаев, Ф. Г. Корчагин, Н. П. Романовский,  
Ю. В. Талтыкин*

## ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОМСОМОЛЬСКОГО И ВЕРХНЕАМУРСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

В статье рассмотрены особенности глубинного строения Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов на основе материалов, полученных глубинными геофизическими методами МОВЗ и МТЗ с при-

В Приамурье геологическими организациями выявлено к настоящему времени несколько десятков площадей, перспективных на поиски олова. Совершенно очевидно, что не на всех этих площадях будут выявлены рудные районы. Поэтому на стадии изучения, предшествующей детальным поискам и разведке, встает задача выделения наиболее перспективных площадей. Как нам представляется, эта задача может быть решена на основе сравнительного анализа элементов глубинного строения исследуемых районов. Подобное заключение вытекает из следующей точки зрения: элементы глубинного строения отражают физико-химические особенности развития района. Эти же особенности определяют и его рудоносность. Следовательно, рудный район по элементам глубинного строения должен отличаться от прилегающих территорий.

Представляется, что прежде чем приступать к решению этой задачи, необходимо на основе изучения уже известных рудных районов выбрать эталон их глубинного строения. В качестве эталонных выбраны Комсомольский и Верхнеамурский рудные районы как наиболее перспективные и достаточно хорошо изученные.

Исследования проводились методами обменных волн от землетрясений (МОВЗ) и магнито-теллурического зондирования (МТЗ), дающими информацию как о глубинном строении, так и о современном состоянии вещества земной коры. Данные этих методов дополнялись уже известными геолого-геофизическими материалами.

В Верхнеамурском районе работы МТЗ проводились по четырем профилям: п. Тыгда — г. Сковородино, п. Черняево — р. Иликан,

влечением других геофизических данных. Показаны общие черты в глубинном строении этих рудных районов и их отличие как от прилегающих районов, так и между собой.

р. Осежина — р. Керак, п. Джалинда — п. Янкан, общей протяженностью 600 км и с шагом наблюдений 5—20 км (рис. 1).

В результате этих работ в Верхнеамурском районе установлен трехслойный геоэлектрический разрез. Характеристика выделенных слоев приведена в табл. 1.

Особый интерес вызывает природа проводящего слоя. Данные МОВЗ по этому району [2] свидетельствуют о том, что на глубинах, соответствующих слою III, не отмечается обращения фаз сейсмических волн на границах обмена, т. е. слой с пониженными скоростями сейсмических волн здесь, по-видимому, отсут-

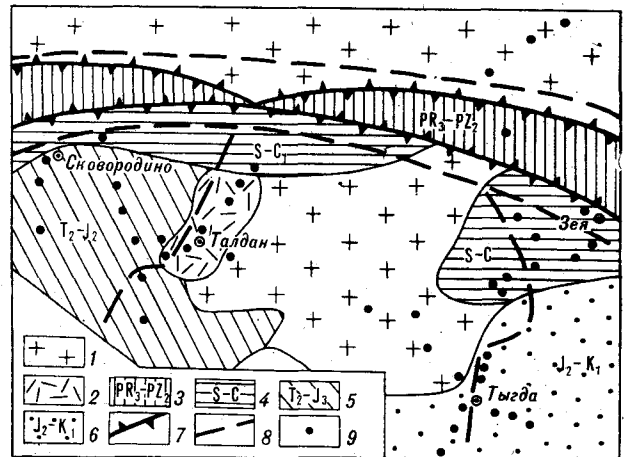


Рис. 1. Схема геоэлектрического районирования Верхнеамурского района.

1 — Становая зона и Гонжинский выступ; 2 — поля эффузивов; 3 — Тукурингро-Джагинское поднятие; 4 — Ольдойский и Гагский прогибы; 5 — Верхнеамурский прогиб; 6 — Амуро-Зейская впадина; 7 — глубинные разломы; 8 — границы зон с различными электромагнитными характеристиками; 9 — точки МТЗ.



Таблица 1

Номер и характеристика слоя	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	Глубина до кровли слоя, км
I (низкоомный)	50—300	0
II (высокоомный)	1000—5000	1—5
III (проводящий)	стремится к нулю	15—30

ствуует. Поэтому можно предполагать, что проводящий слой связан со скоплением высокопроводящих (графитизированных, сульфидизированных и т. п.) образований, когда понижение электрического сопротивления вызывается не ионной, а электронной проводимостью, а не с частичным плавлением пород на этой глубине. Отсутствие на рассматриваемом горизонте значительных скоплений расплавленных масс подтверждается также тем, что в этом интервале прослежены магнитоактивные тела [1].

По материалам МТЗ геологические образования Верхнеамурского района являются анизотропными, что дало возможность провести на изученной территории площадное геоэлектрическое районирование (см. рис. 1). Так, Гонжинскому выступу кристаллического фундамента присуще минимальное кажущееся сопротивление в субмеридиональном направлении. Зоны, примакающие к выступу с востока и запада, имеют минимальное кажущееся сопротивление в субширотном направлении. Повидимому, анизотропия обусловлена преобладающей ориентировкой проводящих тел, которыми могут быть складчатые комплексы, зоны сульфидизации, графитизации, а также упорядоченные изменения вещественного состава пород. Необходимо отметить, что известные рудопроявления приурочены к границам Гонжинского выступа, т. е. к зонам изменения максимальной проводимости с субмеридионального на субширотное направление. К северу от Гонжинской аномальной геоэлектрической зоны прослеживается область сложного электрического поля, обусловленного наложением объектов с резко различной проводимостью, что не позволяет выделить отдельные горизонты. Здесь сказывается влияние структурных элементов Монголо-Охотского глубинного разлома.

Изучение глубинного строения Комсомольского рудного района проводилось в основном работами МОВЗ. Были проведены также исследования методом МТЗ, но из-за высокого уровня промышленных электрических помех — в ограниченном объеме.

По данным МТЗ в Комсомольском рудном районе, как и в Верхнеамурском, установлен трехслойный геоэлектрический разрез (табл. 2).

По данным работ МОВЗ на сейсмической границе, расположенной на глубине около 40 км, отмечается обращение фаз сейсмических

Таблица 2

Номер и характеристика слоя	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	Глубина до кровли слоя, км
I (низкоомный)	60—100	0
II (высокоомный)	1000—4000	6—9
III (проводящий)	10—25	40—60

волн. Это может свидетельствовать об инверсии скоростей ниже названной границы и соответственно о том, что низкое сопротивление геоэлектрического слоя III вызвано наличием на этой глубине зоны частичного расплавления вещества верхней мантии. Не исключено, что здесь проводящий слой приподнят по сравнению с другими районами Дальнего Востока, где он фиксируется на глубине в 100—120 км [3]. Однако окончательное решение этого вопроса требует дополнительного изучения.

Исследование МОВЗ в Комсомольском рудном районе проводилось по двум профилям в субширотном и субмеридиональном направлениях общей протяженностью в 120 км и с шагом наблюдений в 2—5 км.

По данным МОВЗ в верхней и нижней частях земной коры и в верхней мантии отмечен ряд отчетливых границ обмена волн протяженностью 70 км и более. Выделенные сейсмические границы предположительно идентифицируются (рис. 2): П — с подошвой верхнемеловых вулканогенных образований Амурской мульды; П<sub>0</sub> — с кровлей нижнемезозойского структурного этажа; К<sub>0</sub> — с кровлей палеозойского структурного этажа; К — с кровлей кристаллического фундамента; М — граница коры и мантии;

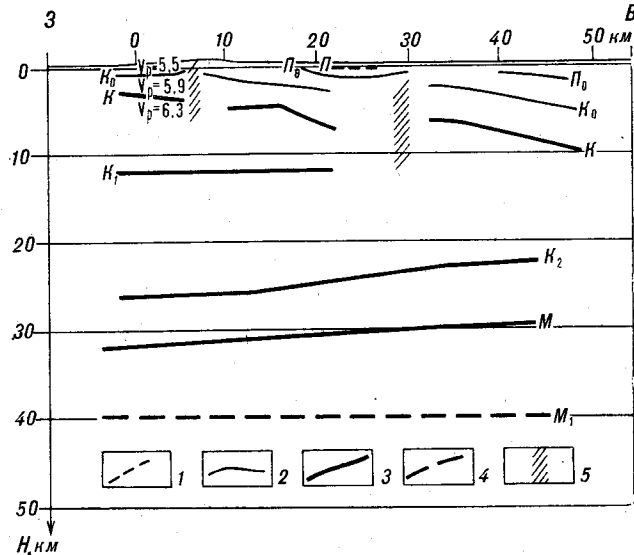


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез Комсомольского рудного района.

1 — подошва Амурской мульды; 2 — сейсмические границы в вулканогенно-осадочном слое земной коры; 3 — сейсмические границы консолидированной земной коры; 4 — сейсмическая граница в верхней мантии; 5 — зоны разломов.

границы  $K_1$  и  $K_2$  — внутрикоровые;  $M_1$  — располагается внутри верхней мантии. Скорость продольных волн в мезозойском складчатом комплексе, по материалам регистрации промышленных взрывов, проведенных в процессе описываемых исследований, равна 5,5 км/с, в подстилающих палеозойских образованиях — 5,9 км/с, в верхней части кристаллического фундамента — 6,3 км/с.

Границы, приуроченные к верхней части земной коры ( $P_0$ ,  $K_0$ ,  $K$ ), на субмеридианальном профиле погружаются с юга на север, на субширотном — с запада на восток с амплитудой 3 и 7 км соответственно, т. е. они испытывают общее погружение в северо-восточном направлении с амплитудой около 5 км и градиентом 1 км на 10 км. Граница  $K_2$ , залегающая в нижней части коры, наоборот, полого наклонена на юго-запад с амплитудой 1—3 км. Таким образом, если сейсмические слои в верхней части земной коры погружаются на северо-восток, то в нижней — на юго-запад. Границы  $P_0$ ,  $K_0$ ,  $K$  в районе Амутской мульды и к югу от нее образуют две положительные структуры амплитудой до 3 км. Кровля мантии на субширотном профиле, так же как граница  $K_2$ , погружается к западу.

Сейсмические горизонты в верхней части коры осложнены крупными разломами, выделяемыми по зонам потери корреляции, смещению границ и другим сейсмологическим признакам. Часть этих разломов, вероятно, проникает в верхнюю мантию. Большинство из них прослежены на дневной поверхности, но методом МОВЗ выделяются и новые крупные разломы, — например, к северо-востоку от Амутской мульды.

Мощность верхнемеловых вулканогенных отложений в пределах большей части Амутской мульды по данным МОВЗ оценивается в 1—2 км, а в ее западной части, где установлены жерловые фации, превышает 2 км.

Полученная сейсмическая модель Комсомольского рудного района в общих чертах подтверждает сейсмический разрез С. В. Потапова (1976 г.) [7]. Различия отмечаются лишь в характере поведения сейсмических границ в пределах отдельных блоков, а также в их корреляции с геологическими границами, что связано с большей детальностью исследований при работах МОВЗ. Отличительной чертой Комсомольского рудного района от прилегающих районов по данным МОВЗ является приподнятое положение границы  $K$  и ее сложное строение.

Анализ результатов глубинных геофизических исследований с привлечением геолого-геофизической информации, полученной в предыдущие годы, позволил выявить следующие особенности глубинного строения Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов.

Комсомольский рудный район находится в краевой части крупного Баджальского минимума силы тяжести. Собственно рудному району отвечает локальный минимум силы тяжести значительной интенсивности [4]. Для района Баджальского гравитационного минимума характерно разуплотнение земной коры и верхней мантии на 0,05—0,12 г/см<sup>3</sup>. Глубина подошвы разуплотнения оценивается в 70—80 км, верхняя кромка залегает вблизи дневной поверхности [5].

Для района в целом характерна небольшая, 1—3 км, «мощность магнитоактивного» слоя, в то время как в соседних с востока структурах Сихотэ-Алиня она достигает 10—12 км [8].

По сейсмическим данным Комсомольский рудный район характеризуется слоисто-блоковым строением и приподнятой по отношению к окружающим районам границей  $K$ . Мощности вулканогенно-осадочных комплексов до кристаллического фундамента составляет 4—7 км, земной коры в целом — 30—32 км.

Характерно, что известные рудопроявления и месторождения тяготеют к участкам локальных воздыманий границы  $K$ , т. е. к зонам возможного подъема гранитоидных масс. Разуплотнение литосферы и возможный подъем кровли проводящего слоя — от 100—120 км в соседних районах Дальнего Востока до 40—60 км в Комсомольском районе — могут служить основанием для предположения о продолжении процессов гранитизации и в настоящее время.

Изучение концентраций радиоактивных элементов в литосфере Комсомольского района и расчеты ее палеотемпературного режима позволяют предполагать возможность возникновения (в интервале указанных выше глубин) магматических расплавов. Этот процесс должен был сопровождаться увеличением теплового потока Земли на дневной поверхности в 1,5—2 раза по сравнению с наблюдаемым ныне. В формировании глубинной структуры района существенную роль играли разрывные нарушения глубокого (в ряде случаев подкорового) проникновения. Они могли являться наиболее благоприятными путями перемещения магматических расплавов и в более позднее геологическое время.

Для района характерна главным образом «мантийная» глубина очагов первичного магмообразования. По данным различных методов она составляет: МОВЗ — более 40 км; МТЗ — около 60 км; палеомагнитный метод [6] — 50—60 км; петрохимический метод [9] — 50 км.

По-видимому, общая схема эволюции рудно-магматической системы Комсомольского района проходила в следующей последовательности: разогрев и начало функционирования мантийного магматического очага → промежу-

точные внутрикоровые очаги → интрузивные тела (Чалбинский, Силинский и др. массивы). Интрузивные тела характеризуются повышенными концентрациями рудных элементов, которые изменили геофизические характеристики не только глубоких горизонтов, но и поверхностных участков литосферы.

Материалов о структуре геофизических полей и глубинном строении *Верхнеамурского рудного района* значительно меньше, чем для Комсомольского. Магнитное поле Верхнеамурского района слабо интенсивное, знакопеременное, рисунок аномалий преимущественно мозаичный. Основное золоторудное месторождение этого района приурочено к периферии локального минимума силы тяжести, соответствующего палеовулкану. Для района в целом характерно неглубокое залегание (15—30 км) проводящего электрического горизонта. Границы с обращением фаз сейсмических волн, соответствующие зонам инверсии скорости, отмечаются в этом районе на значительно больших глубинах, равных 80—100 км.

Интересно сопоставить главные черты сходства и различия геофизических полей и глубинного строения Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов, имея в виду их различную рудную специализацию.

Общим для этих районов является широкое развитие мезозойских гранитоидов. Оба района тяготеют к минимумам силы тяжести.

К их отличиям относятся: 1) пониженная магнитность мезозойских гранитоидов в Ком-

сомольском районе, в Верхнеамурском районе они, как правило, высокомагнитны; 2) глубина до токопроводящего слоя III в Комсомольском районе составляет 50—80 км, в Верхнеамурском — 15—30 км. В первом случае это, вероятно, связано с зоной частичного плавления, во втором — с наличием в разрезе высокопроводящих пород. Не исключена возможность, что в Верхнеамурском районе мы имеем дело с двумя токопроводящими слоями, верхний из которых залегает на глубине около 15—30 км; второй, исходя из инверсии скоростей, можно предполагать на глубине 80—100 км; 3) в Комсомольском районе граница М залегает на глубине 30—32 км, в Верхнеамурском — на глубине 40 км. Увеличение мощности коры при этом происходит за счет слоя, расположенного между границами К<sub>1</sub> и К<sub>2</sub>.

Полученные данные показывают, что геофизические исследования глубинного строения районов с различной рудной специализацией могут оказать существенную помощь при определении перспектив вводимых в поиски или разведку площадей, при выборе направления разведочных работ в том или ином районе. В первую очередь такие исследования должны быть поставлены в районах с промышленно доказанной рудоносностью: Кавалеровском, Дальнереченском, Николаевском и др., которые могли бы являться своеобразными эталонами при решении поставленной задачи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аргутина Т. А. Использование магнитометрических исследований для изучения глубинного геологического разреза вдоль Амуро-Якутской магистрали.— Геол. и геофиз., 1972, № 6.
2. Булин Н. К., Ицксон М. И. Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 11. М.: Наука, 1975.
3. Ваньян Л. Л., Борец В. В. и др. Исследования на Дальнем Востоке.— В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975.
4. Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др. Гравитационные аномалии Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
5. Парфенов Л. М., Рейллиб Э. Л. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1975, т. 227, № 5.
6. Печерский Д. М., Багин В. И. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975.
7. Поганьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
8. Тузов И. К., Якушко Г. Г. Магнитоактивный слой Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз., 1976, № 2.
9. Кропачев В. Change of magnetic properties of titanomagnetites in the course of desintegration of solid solutions.— Studia geophys. et geod., 1969, v. 13.

В. А. Баландин

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ И ЗОНАЛЬНОСТИ РЕЛЬЕФА КУЛАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

(Яно-Оймяконское междуречье)

Дешифрирование космических снимков, выполненное для территории Куларского поднятия, позволило установить зональность современного рельефа, его структуру и выявило неизвестные ранее закономерности его формирования. Составленные схемы ландшафтного районирования, расположения прямолинейных и овально-кольцевых структур и структуры рельефа (рис. 1, 2, 3).

Дешифрирование космических снимков Куларского поднятия позволило по-новому подойти к вопросам о структуре и возрасте рельефа, относительной величине денудационного среза различных его участков и истории их развития. Результаты дешифрирования отражены на схемах ландшафтного районирования, расположения прямолинейных и овально-кольцевых структур и структуры рельефа (рис. 1, 2, 3).

Космические снимки отражают как типы ландшафтов Куларского поднятия и сопредельных площадей в целом, так и внутреннюю морфологическую структуру ландшафтов. При этом интегрируется лишь самый низкий — фациальный уровень морфологической дифференциации ландшафтов. Основным объектом картографирования являются природные территориальные комплексы ранга ландшафта, распознаваемые не только по доминирующей плотности оптического изображения, плановым очертаниям, границам, положению среди смежных ландшафтов, но главным образом по своеобразию рисунка фотоизображения, который подробно отражает внутреннюю структуру ландшафта. Каждый ландшафт определяется однородностью целого ряда компонентов и факторов организации природной среды: геологической структурой (горные породы коренного субстрата и покровного комплекса), морфоструктурой и соответствующим набором морфоструктурных группировок (гипсометрический интервал, характер расчлененности рельефа, крутизна склонов), климатическими показателями, гидрологическим режимом, характером кайнозойского осадконакопления, аккумулятивными и денудационными процессами, растительными ассоциациями, характером и генезисом многолетнемерзлых покровных толщ и т. д.

ландшафтного районирования, расположения линейных и овально-кольцевых структур и структуры современного рельефа представляют интерес для прогноза рудных и россыпных месторождений полезных ископаемых.

На территории Куларского поднятия (Яно-Оймяконское междуречье) выделены следующие типы ландшафтов (см. рис. 1):

1. «Магматогенный», представляющий собой массивное крупно расчлененное среднегорье, с серым однородным (изотропным) шагреньевым фототоном; рисунок водоразделов лапчатый, линейный, радиальный; макроформы рельефа массивные, округлые, хорошо видна система мегатрещин отдельности интрузивных тел — радиальная, концентрическая, неправильно-сетчатая (в зависимости от уровня эрозионного среза), ортогональная. Этот тип рельефа наблюдается на участках развития гранитоидных тел (как вскрытых, так и не вскрытых) и контактово-метаморфизованных пород. Наличие прямой пространственной связи с интрузивными образованиями и позволяет присвоить этому типу ландшафта название «магматогенного». На контакте с вмещающими горными породами верхоянского терригенного комплекса наблюдается резкое изменение характера расчлененности и фототона изображения. Участки развития ландшафта этого типа имеют максимальные значения абсолютных и относительных высот, мощность рыхлых отложений незначительна.

2. «Тонко расчлененный» ландшафт — интенсивно расчлененное среднегорье, характеризующееся высокой степенью горизонтального расчленения, создающего ажурный рисунок водоразделов и долин — перистый, решетчатый, подчеркивающий интенсивную макротрещиноватость и отдельность пород осадочного комплекса при общей невысокой интенсивности вертикального расчленения. Этот тип ландшафта окаймляет участки развития «магматогенного» ландшафта и по абсолютным отметкам

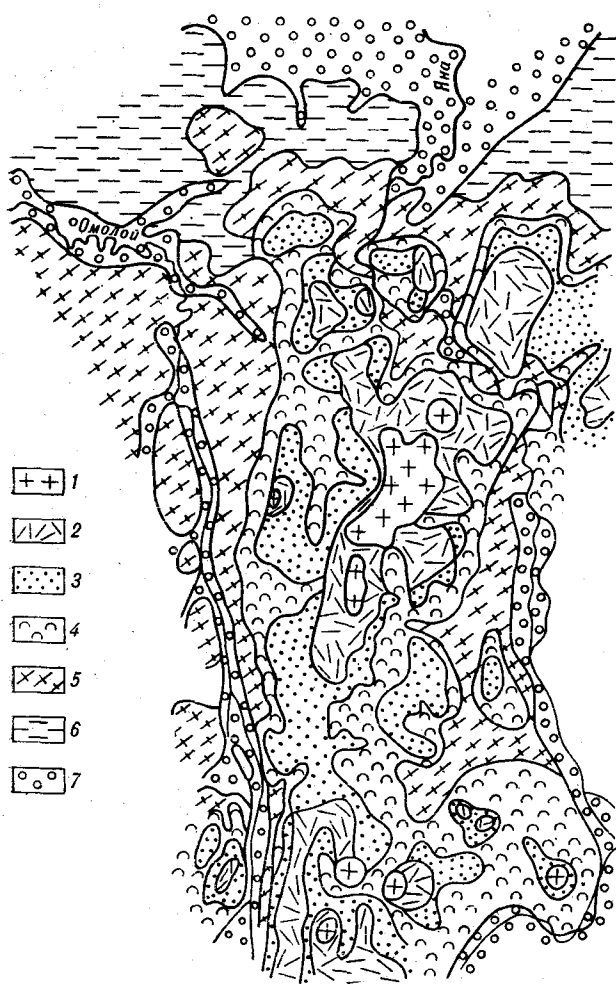


Рис. 1. Схема ландшафтного районирования территории Куларского поднятия.

Типы ландшафтов: 1 — «магматогенный»; 2 — тонкорасчлененный; 3 — пунктирный; 4 — подножий гор; 5 — мозаичный; 6 — едомный; 7 — озерно-аллювиальный.

несколько уступает ему. Мощность рыхлого покрова незначительна и не выдержана. Пространственно этот тип ландшафта отвечает склонам овално-кольцевых структур высокой степени эрозионного среза и центральным частям таковых с незначительным эрозионным срезом.

3. «Пунктирный ландшафт» — это типичное останцовое низкогорье и мелкогорье. Интенсивность горизонтального расчленения достаточно высокая, вертикального — незначительна. Он окаймляет предыдущие типы ландшафтов, являясь как бы нисходящей стадией развития рельефа по отношению к ним. В общем, на первый взгляд беспорядочном рисунке гидро-сети отчетливо просматривается правильная ортогональная система северо-восточных (около  $45^\circ$ ) и северо-западных (около  $315^\circ$ ) направлений. Мощность рыхлых отложений, образующих практически сплошной покров лишь с редкими

останцовыми выходами пород коренного мезозойского субстрата, значительна. Фациальный состав рыхлых отложений изменчив — от типично склоновых, через фаций подгорных шлейфов и типично покровных до ледово-лессового едомного комплекса.

4. Ландшафт «подножий гор» имеет типично подгорно-увалистый рельеф переходной зоны от гор к равнине. Фототон изображения неяснопятнистый, рисунок пестрый, часто струйчатый, иногда радиальный. Мощность покровных образований незначительна. По рисунку фотозображения можно предполагать существование погребенной гидросети, по направлению значительно отличающейся от современной.

5. «Мозаичный тип» ландшафт генетически соответствует приподнятым участкам равнины, находящейся в начальных стадиях нового этапа расчленения эрозионными процессами. Долины

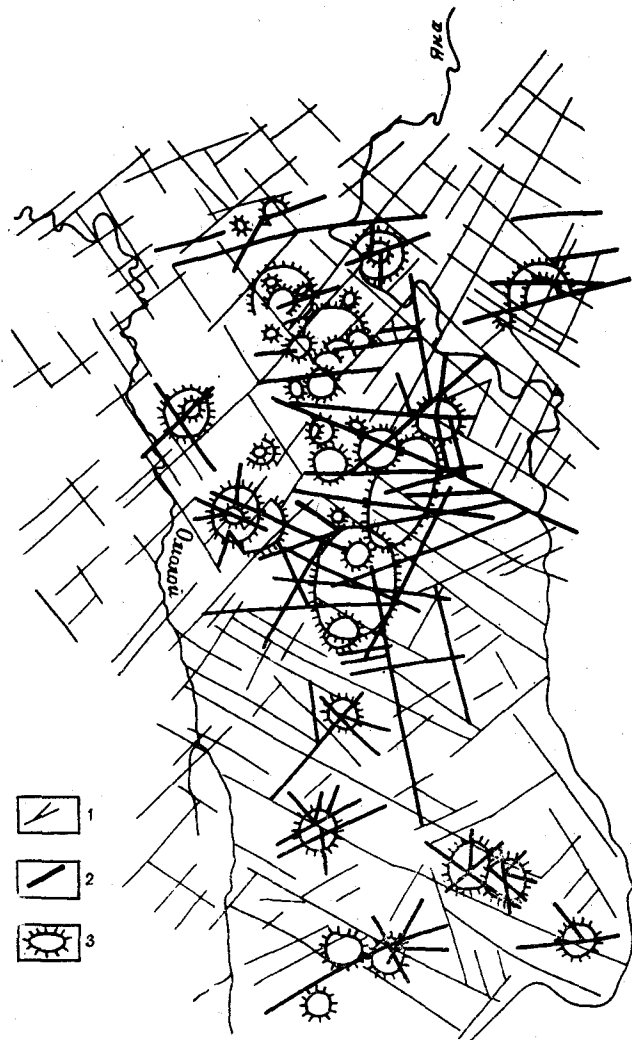


Рис. 2. Схема расположения линейных и овално-кольцевых структур на территории Куларского поднятия. Тектонические элементы рельефа: 1 — линеаменты «платформенной» сети направлений; 2 — линеаменты сводовых поднятий; 3 — овално-кольцевые структуры.

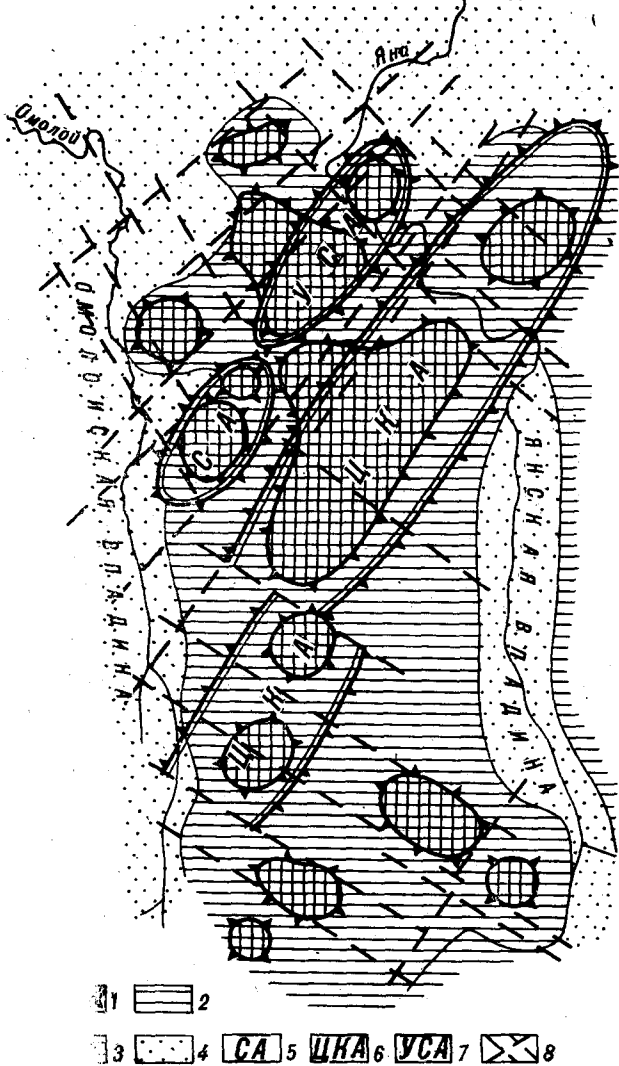


Рис. 3. Схема структуры рельефа территории Куларского поднятия.

1 — границы антиклинальных поднятий; 2 — области низкоскоростных поднятий; 3 — области высокоскоростных поднятий; 4 — кайнозойские впадины; поднятия: 5 — Солурское, 6 — Центрально-Куларское, 7 — Улахан-Сиское, 8 — основные линейные элементы платформенной сети направлений.

относительно крупных водотоков расчленяют равнину на правильные многоугольные участки (долины современных водотоков унаследуют ортогональную сеть разломов субплатформенного этапа развития территории), в пределах которых наблюдается частое мозаичное чередование бугров и западин. Новые водотоки унаследуют древние направления гидросети только частично. Это типично аккумулятивно-денудационный рельеф с достаточно мощным чехлом остаточных и покровных отложений и развитой сетью погребенных долин.

6. "Едомный" тип ландшафт наблюдается в северной части Куларского поднятия, в долине р. Омолой и, отдельными участками, в долине

р. Яны, где он уже деформирован и расчленен. Чехол ледово-лессовых едомных отложений имеет большую мощность, но на отдельных участках вскрываются более древние отложения различного состава, преимущественно кайнозойского, а в единичных случаях и мезозойского возраста. На поверхности наблюдаются озерно-аллювиальные отложения и термокарст нескольких генераций. Участки развития этого типа ландшафта также расчленены на крупные правильной формы многоугольники в результате тектонической активности в новейшее время «платформенной» сети разломов. Они подчеркиваются очертаниями береговых линий термокарстовых озер, ориентировкой висок (проток между большими термокарстовыми озерами) и группировкой озер по линиям определенных направлений. С большой долей вероятности можно предполагать наличие погребенной гидросети различных направлений (преимущественно меридионального со стоком на север), во многих случаях не согласующейся по направлению с современными водотоками.

7. "Озерно-аллювиальный" тип ландшафта распространен в центральной части Омолойской низменности и на Приморской (Яно-Индибирской) низменности. Это практически горизонтальная равнина с мощным покровом льдистых озерно-аллювиальных отложений и значительным по мощности (первые сотни метров) чехлом кайнозойских осадков в отдельных впадинах, возможно, мезозойских, различного генезиса. Интенсивно развивается термокарст нескольких генераций. В ориентировке береговых линий озер, висок, русловой части долин интенсивно меандрирующих рек отчетливо просвечивает ортогональная система тектонической («платформенной») трещиноватости.

На территории Куларского поднятия и сопредельных площадях дешифрированием космических снимков установлено большое число линейных и овально-кольцевых структурных элементов рельефа, не обнаруживаемых обычными методами геологических исследований. В их распределении по площади наблюдается определенная связь с ландшафтными зонами — количество и степень выраженности структурных элементов в современном рельефе закономерно уменьшаются в направлении от магматогенного к едомному типам ландшафта. Овально-кольцевые элементы выражены в рельефе более или менее изометричными поднятиями как на участках выходов пород коренного палеозойско-мезозойского субстрата, так и на участках развития мощных кайнозойских отложений.

Сопоставление схемы кольцевых и линейных структурных элементов с пространственным положением долин водотоков свидетельствует о приуроченности многих эрозионных форм к раз-

нонаправленным зонам тектонических нарушений. По существу, основной рисунок гидросети отвечает многоплановому переплетению разновозрастных разломных дислокаций (прямолинейных и кольцевых), проявленных в весьма различной степени в осадочном чехле и в рельефе, а иногда лишь в отдельных элементах ландшафта — растительности, заболоченности и др.

Установлена определенная зависимость между порядком долин и типом их рисунка в плане. Ориентировка долин водотоков высоких порядков (выше четвертого) в большинстве случаев контролируется «платформенной» ортогональной сеткой разломов с основными направлениями — северо-восточным (около  $45^\circ$ ) и северо-западным (около  $315^\circ$ ), находящимися в соответствии с древним структурным планом территории. Значительно более густая, но менее выдержанная по направлениям структура эрозионной гидросети наблюдается в пределах центральной части Куларского поднятия, что свидетельствует о наличии более поздних тектонических движений сводового характера.

Анализ структуры современной гидросети обнаруживает еще одно важное свойство — ясно выраженную асимметрию долин. На одном борту наблюдается развитие активных эрозионных форм, а на другом, обычно более пологом склоне развиты типичные аккумулятивные формы. Возможно, что это следствие смещения долин в плане в результате современных деформаций.

Большинство установленных при дешифрировании овально-кольцевых структур отвечают интрузивным телам гранитоидного состава, которые, независимо от уровня эрозионного среза, образуют в рельефе положительные формы. Однако точка зрения, согласно которой эти положительные формы рельефа возникли за счет более высокой денудационной устойчивости пород гранитного состава, в данном случае неприемлема, так как гранитоиды по прочности, истираемости, морозостойкости, химической устойчивости заметно уступают вмещающим терригенным породам. Исследование геоморфологических позиций вскрывающихся в современном эрозионном срезе гранитоидных тел обнаруживает, что это результат их неотектонического воздымания [1], свидетельством чего является наличие следующих признаков: отсутствие древних кор выветривания, активная эрозия склонов, более глубокий и интенсивный врез речных долин, дренирующих гранитоидные массивы, и т. д. Кроме того, большинство гранитоидных тел (как вскрытых, так и не вскрытых) в гравитационных полях характеризуются интенсивными отрицательными локальными аномалиями, что указывает на их изостатическую неуравновешенность, а отсюда — и способность к воздыманию. С учетом довольно боль-

шого дефицита плотности вещества гранитоидных тел относительно вмещающих терригенных толщ (порядка  $0,12-0,15 \text{ г/см}^3$ ) представляется весьма вероятным процесс «всплывания» гранитоидных массивов под действием архимедовой силы [4], сменяющийся затем процессом денудации. Судя по наличию региональных эрозионно-денудационных урвней (лестница урвней с шагом порядка 100 м), процесс периодически повторяется. О современной тектонической активности гранитоидных тел свидетельствуют результаты повторного высокоточного нивелирования, указывающие на повышение относительной скорости поднятий в районах присутствия гранитоидов на  $6-8 \text{ мм/год}$  [2].

Массивы гранитоидов начинают проявляться в рельефе еще не будучи выведенными на дневную поверхность — речная сеть использует системы радиальных и концентрических трещин, которые возникают во вмещающих осадочных породах в результате реализации напряжений, связанных с внедрением в них гранитоидных тел. На первых стадиях развития над внедряющимися массивами образуется возвышающийся над окружающей местностью купол, сложенный броней ороговикованных пород экзоконтактной зоны, нарушенной радиально-концентрическими трещинами. В результате последующего разрушения защитной оболочки контактово-метаморфизованных пород процессами эрозии и денудации купол преобразуется в усеченный конус различной высоты (в зависимости от степени эрозионного вскрытия), сохраняющий господствующее положение в рельефе по абсолютным высотам. На конечных же стадиях процесса возможно образование в центральной части куполов локальных впадин за счет разрушения гранитоидов.

Большинство купольных структур получило выражение в рельефе, по-видимому, еще в позднеюрское — меловое время, а возможно и ранее. Об этом свидетельствует полное отсутствие отложений юрского и мелового возраста в пределах площадей распространения кольцевых структур. Судя по тому, что обломки гранитоидных и контактово-метаморфизованных пород появляются в составе обломочных пород позднего мезозоя, фиксируя время вскрытия гранитоидных массивов на территории Куларского поднятия, гранитоидные тела представляли собой в рельефе мел-палеогеновой планации бронированные роговиками денудационные останцы, возвышающиеся на десятки — первые сотни метров над поверхностью выравнивания, наблюдаемой сейчас, как реликт субплатформенного режима развития, в пределах Омолойской впадины, северного обрамления Куларского поднятия и, отдельными участками, по долине р. Яны. Неоднократное расчленение склонов поднятия в кайнозойское время (серия

эрозионно-денудационных уровней и литологические ритмы в разрезах кайнозойских отложений) является прямым свидетельством неотектонической активности гранитоидных ядер кольцевых структур, носящей пульсирующий характер.

Наблюдаемые срезания части кольцевых структур прямолинейными линеаменентами можно интерпретировать как следствие их разновозрастности. Вложенные кольцевые структуры можно рассматривать как результат сочетания структур разного размера и возраста. Большой интерес представляет собой различное поведение денудационных и эрозионных форм относительно кольцевых структур — в большинстве случаев они согласуются, но иногда и нет.

Отмеченные выше особенности и ясно выраженные смещения русел современных водотоков (асимметрия речных долин) указывают на активное воздействие кольцевых и прямолинейных структур на формирование рельефа Куларского поднятия. Особенно большое значение имеют последние. Они определяют пространственное положение гидрографической сети. К ним наиболее часто приурочены долины водотоков третьего и более высоких порядков, причем некоторые из них являются как бы продолжением друг друга, несмотря на то, что принадлежат к разным водосборным бассейнам.

Главными структурными элементами современного рельефа Куларского поднятия являются (см. рис. 3) ориентированные в север-северо-восточном направлении параллельные друг другу Центральнo-Куларское, Улахан-Сиское и Солурское поднятия и система разделяющих их понижений. При более детальном рассмотрении выявляется блоковая структура территории и массовое развитие куполовидных овально-кольцевых структур с гранитоидными ядрами. Границами блоков служат линеаменты «платформенной» (45 и 315°) сетки направлений. Примечательно, что практически все овально-кольцевые структуры располагаются в центральных максимально приподнятых частях блоков. Это дает возможность выделить два типа тектонических движений: относительно низкоскоростных поднятий блоков в целом и относительно высокоскоростных локальных в пределах овально-кольцевых структур.

То обстоятельство, что рельеф Куларского поднятия определяется овально-кольцевыми структурами и «платформенной» сетью линеаментов, дает достаточно веские основания для гипотезы о значительной древности и большой степени унаследованности структурных элемен-

тов (морфоструктурного плана) территории, оформившихся по крайней мере уже в меловое время. К этому же возрастному рубежу относится формирование известных проявлений полезных ископаемых [3]. Поэтому для прогнозных построений большой интерес представляет именно кайнозойский этап развития территории Куларского поднятия, в течение которого под воздействием пострудных движений и денудационного среза происходило изменение пространственного положения рудопоявлений, выведение их на дневную поверхность, высвобождение из руд полезных компонентов и образование россыпей. Схемы ландшафтного районирования, овально-кольцевых структур и структуры современного рельефа являются весьма действенным инструментом для расшифровки этапности развития рельефа.

В позднем мелу территория Куларского поднятия представляла собой горное сооружение с сильно расчлененным рельефом, о чем свидетельствует наличие верхнемеловых галечников, содержащих обломки гранитоидов и контактово-метаморфизованных пород. В это время практически все современные поднятия были уже выражены в виде куполообразных морфоструктур. Прилегающие территории Яно-Омлойской и Приморской низменностей и долины р. Яны имели рельеф невысокой контрастности. Мощное корообразование и интенсивная денудация в условиях гумидного субтропического климата мeд-палеогенового времени привели к значительному выравниванию рельефа и довольно глубокой денудации положительных форм рельефа. Последующие пульсационные поднятия в результате всплывания гранитоидных ядер овально-кольцевых структур вызвали расчленение поднимающихся участков и образование серии эрозионно-денудационных уровней (с шагом между уровнями порядка 100 м), привели к перемыву кор выветривания, вывели на дневную поверхность коренные источники и создали условия для формирования россыпных концентраций полезных компонентов.

По условиям проработки кор химического выветривания, высвобождения полезных компонентов из руд, перемыва продуктов корообразования наиболее благоприятными для образования россыпных месторождений полезных компонентов являются участки развития слабо наклонного хорошо дренируемого рельефа с достаточно густой гидросетью. Они соответствуют ландшафту подножий гор и, частично, примыкающим к нему мозаичному и пунктирному ландшафтам.



## ЛИТЕРАТУРА

1. *Баландин В. А.* К вопросу об участии гранитоидного магматизма в формировании рельефа Верхоянской горной страны.— В кн.: Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Тез. докл. Всесоюзного совещания. Т. 2. Таллин: ротап rint ПТИ МБО ЭССР, 1982.
2. *Бочаров Г. В., Есикова Л. В.* Вертикальные движения земной коры на территории Якутской АССР.— БНТИ ЯФ СО АН СССР, 1980.
3. *Ненашев Н. И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979.
4. *Туруганов Е. Х., Зорин Ю. А.* Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978.

*Институт геологии ЯФ СО АН СССР  
Якутск*

*Поступила в редакцию  
9 ноября 1982 г.*

Л. В. Эйриш

## О СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГНИТНЫМИ ГРАНИТОИДАМИ (на примере Дальнего Востока)

На примере Дальнего Востока показано, что ареалы распространения золотоносности и магнитных гранитоидов совпадают. Данное явление объясняется геохимическим родством золота и железа и сходством

На парагенетическую связь золотого оруденения с магнитными гранитоидами, а оловяного с немагнитными для Северо-Востока СССР указал Д. М. Печерский [8]. Аналогичные материалы были получены Н. П. Романовским [10] для Приамурья и в целом для Востока СССР. Им установлено, что золотоносные гранитоиды характеризуются значениями  $\chi$  (магнитная восприимчивость) ср.  $\geq 300 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$  ед. СИ, а оловоносные —  $\chi$  ср.  $< 100 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$  ед. СИ. В золотоносных металлогенических зонах золотое оруденение в 90% случаев ассоциирует с магнитными гранитоидами, а в оловоносных зонах в 85% случаев гранитоиды слабо магнитны. Золотоносные магнитные гранитоиды характеризуются натровым типом щелочности и высокой степенью окисленности железа. Коэффициент окисленности железа в них превышает 0,3, а в оловоносных гранитоидах он меньше 0,3.

Как известно, магнитность пород определяется наличием главным образом ферромагнитных минералов (магнетит, титано-магнетит, ильменит, самородное железо и др.). Темноцветные минералы, в кристаллические решетки которых входит двухвалентное железо, на величину магнитной восприимчивости влияют слабо. В интрузивных массивах наиболее магнитны приконтактные фации [6]. С глубиной магнитность и степень окисленности железа в гранитоидах убывают [1], что обусловлено уменьшением активности кислорода. Железо в данном случае присутствует в двухвалентной форме, главным образом в темноцветных минералах [12, 15]. Кислородный режим в магматическом очаге на стадии становления интрузий существенно зависит от тектонической обстановки. Малоуглубленные интрузии, быстро поднимающиеся к поверхности по разломам и кристалли-

зующиеся при высоких температурах и малых давлениях, обогащены магнетитом. Глубинные же интрузии геосинклинальных складчатых зон кристаллизуются при больших давлениях и меньших температурах, железо в них входит преимущественно в темноцветные минералы, и поэтому они слабо магнитны. Лабораторные исследования [2] подтвердили, что магнитные породы формируются при более низком общем давлении и более высокой температуре в сравнении со слабо магнитными. При этом установлено, что избыток щелочей ускоряет реакцию выделения железа из парамагнитных силикатов [2]. Этим объясняется, например, прямая корреляция щелочности и магнитности пород алданского комплекса [15], с которыми тесно ассоциирует золотое оруденение.

В гранитоидах обычно отмечают две генерации ферромагнетиков: раннемагматический магнетит и позднемагматический, образовавшийся как за счет распада парамагнитных минералов [12], так и в виде самостоятельной минеральной фракции [2]. Поэтому биотиты в магнитных гранитоидах характеризуются пониженной общей железистостью по сравнению с биотитами из слабо магнитных пород [9]. В водных палингенных гранитах почти все железо породы (до 90%) концентрируется в биотитах и амфиболах, а в маловодных гранитоидах гипабиссальной фации основная масса железа обособляется в виде магнетита преимущественно в постмагматическую стадию. Исследования показали, что в магнитных гранитоидах высокожелезистые биотиты и амфиболы неустойчивы и разлагаются с образованием магнетита [4, 11, 12].

Выводы Р. Б. Ферштатера с соавторами [12] о кристаллизации магнетита в постмагматическую стадию за счет распада железистых био-

тита и амфибола в зоне высокой фугитивности кислорода согласуются с данными А. А. Маракушева [5] об осаждении золота из мигрирующих к дневной поверхности флюидов в результате распада его комплексных соединений на кислородных барьерах. Способность миграции золота на далекие расстояния обеспечивается устойчивостью его хлоридных, гидросульфидных и других миграционных комплексов. На миграцию золота оказывает влияние его оксифобность. Из всех минералов золото обладает наименьшим химическим сродством к кислороду. Повышение потенциала кислорода приводит к распаду миграционных форм золота, устойчивых только в восстановительной среде, и к осаждению его в самородном состоянии. Приповерхностные области развития окислительных процессов являются наиболее благоприятными для осаждения золота в зонах восходящей флюидной миграции рудного вещества.

Таким образом, резкое повышение потенциала кислорода (кислородный барьер), с одной стороны, является причиной кристаллизации магнетита в гранитоидах (в постмагматическую стадию за счет железа парамагнитных минералов), а с другой — способствует выпадению золота из гидротерм. Второй аспект проблемы связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами вытекает из факта геохимического родства золота и железа, обусловленного сходством строения электронных оболочек атомов этих элементов [13, 16]. Так, золото преимущественно концентрируется в железной фракции метеоритов, а из земных пород — в гипербазитах и базальтоидах [6, 16]. Золото предпочтительно накапливается в темноцветных железосодержащих породообразующих и аксессуарных минералах, в частности в магнетитах. При этом магнетит выступает как самый активный концентратор золота. Содержание в нем золота (в породах продуктивных магматических комплексов) иногда в десятки раз выше, чем в иных минералах изверженных пород. Геохимическое родство золота и железа показано Ю. Г. Щербатовым [16] путем сравнения отношений  $Au/Fe$  в земных и лунных породах и метеоритах. Эти параметры оказались весьма близкими для всех групп пород.

Сравнение содержаний золота в биотитах и магнетитах золотоносных гранитов Узбекистана показало их обратную зависимость [14]. Это согласуется с данными Р. Б. Ферштатера [12] о преимущественном постмагматическом образовании магнетита за счет железа биотита и роговой обманки. В результате золотоносные гранитоиды содержат маложелезистый биотит, как это установлено для многих золотоносных провинций геосинклинальных складчатых областей [3]. Вероятно, вместе с железом выделяется и золото, изоморфно замещающее железо в

кристаллических решетках фемических минералов. Возможность такого замещения определяется практическим равенством потенциалов ионизации этих элементов [16]. Видимо, таким образом происходит обогащение магнетита, а возможно и постмагматических флюидов, золотом. Приуроченность золота к железистым разновидностям слюд показана экспериментально на примере пирогенного синтеза фтористых слюд [13].

Приведенные выше данные свидетельствуют о возможной генетической связи золота с магнитными гранитоидами. Золото экстрагируется из расплава в начальной стадии развития интрузии в процессе кристаллизации железосодержащих темноцветных минералов. В дальнейшем в верхней части магматической камеры уже в условиях высокой фугитивности кислорода оно связывается с новообразованным магнетитом либо попадает в постмагматический гидротермальный флюид.

Таким образом, оба аспекта возможной связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами указывают на необходимость учета таких пород при прогнозировании золотого оруденения.

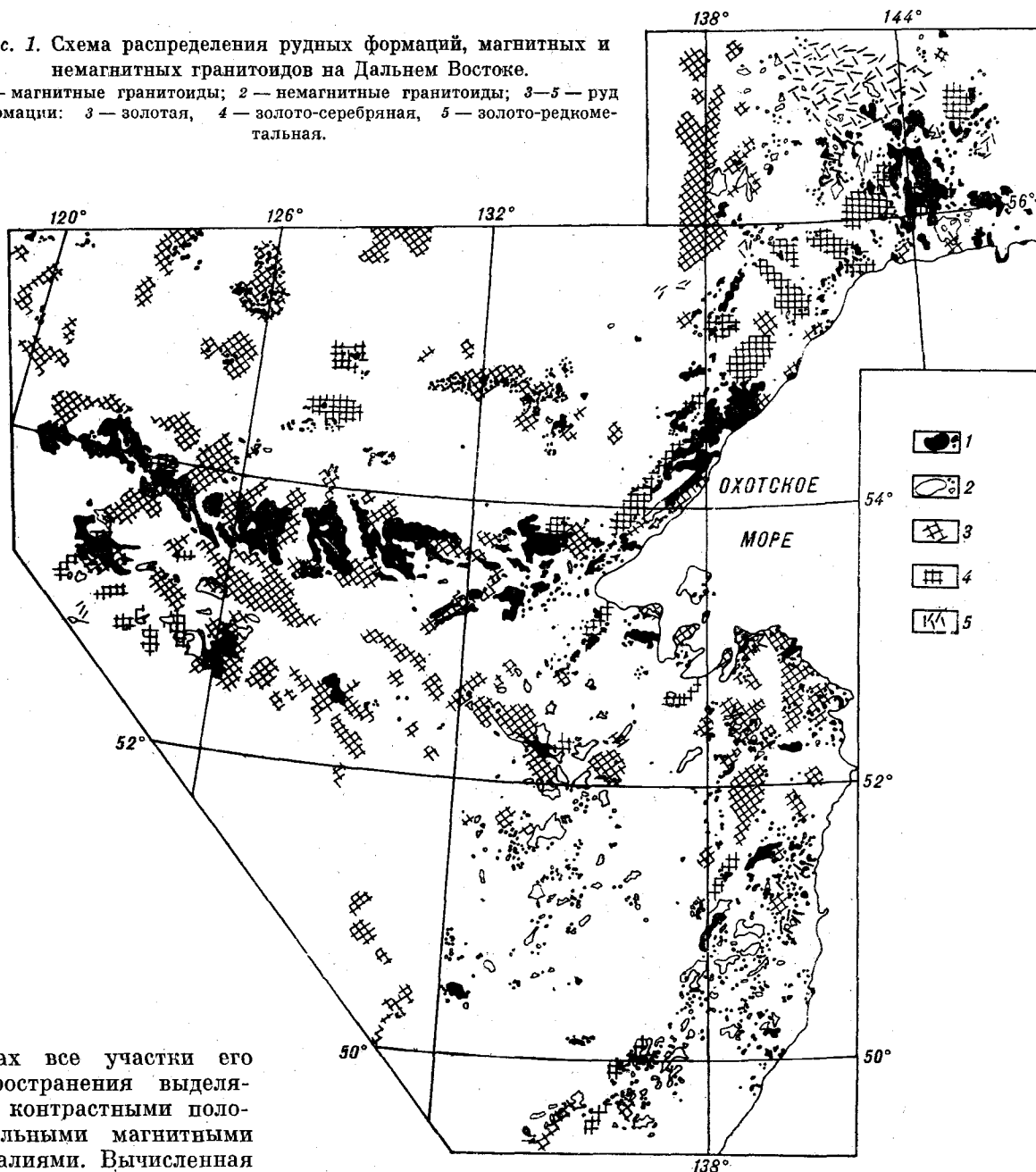
Магнитность гранитоидов рассматриваемого региона Дальнего Востока показана на карте (рис. 1). Для ее составления использованы материалы В. Г. Гурович и Н. П. Романовского (большая часть Хабаровского края и Амурской области), Д. М. Печерского, 1963 г. (для Охотского района). Недостающие данные были получены расчетным путем с магнитометрических карт масштаба 1:200 000 (исполнитель В. А. Ахмадулин) либо заимствованы из литературных источников, фондовых и опубликованных (Алданский щит). Для территории, ранее изученной В. Г. Гурович и Н. П. Романовским, гранитоиды охарактеризованы магнитной восприимчивостью ( $\kappa$ ). Условно принято, что при  $\kappa \geq 300 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$  ед. СИ породы магнитные, а при меньших значениях — слабо магнитные. Д. М. Печерский на своей карте отразил на магнитность пород ( $I_{\phi}$ ), определяющуюся расчетным путем. Гранитоиды с  $I_{\phi} \geq 150 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ считаются магнитными, а с меньшими значениями — слабо магнитными. Для отдельных массивов по данным химических анализов пород подсчитаны коэффициенты окисленности железа  $f = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$ .

Рассмотрим положение рудовосных территорий относительно гранитоидов с разной магнитностью (см. рис. 1) в пределах выделенных нами (рис. 2) золотоносных областей.

*Алданская золотоносная область.* Магнитная восприимчивость интрузивных пород алданского комплекса весьма высокая ( $300-1700 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$  ед. СИ) [7, 17]. На магнитометрических

Рис. 1. Схема распределения рудных формаций, магнитных и немагнитных гранитоидов на Дальнем Востоке.

1 — магнитные гранитоиды; 2 — немагнитные гранитоиды; 3—5 — рудные формации: 3 — золотая, 4 — золото-серебряная, 5 — золото-редкометаллическая.



картах все участки его распространения выделяются контрастными положительными магнитными аномалиями. Вычисленная намагниченность пород  $I_{\text{эф}} = 800 - 2000 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Содержание магнетита в щелочных породах, сиенитах и гранитоидах комплекса составляет 0,5—2% от объема породы [15]. Коэффициенты окисленности железа для этих пород, независимо от типа щелочности, высокие для всей рассматриваемой территории — 0,4—0,8. Пространственная связь золотоносности с интрузиями алданского комплекса очень тесная.

*Становая золотоносная область.* Широко проявленные здесь гигантские плитообразные тела гранодиоритов юрско-мелового возраста повсеместно являются магнитными ( $\chi = 300 - 1500$

$10^{-6} \cdot 12,6$  ед. СИ), а некоторые — высокомагнитными —  $1500 - 5200 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$  ед. СИ (массивы Чалбук-Яконский, Гигинский, Утанакский, Этматинский, Дымакульский и другие). Полоса этих интрузивов контролирует расположение золотоносных районов Станового хребта в целом. При более детальном рассмотрении наблюдается приуроченность золотого оруденения к приконтактовым зонам отдельных, наиболее магнитных массивов, в частности названных выше. Коэффициенты окисленности железа в рассматриваемых гранитоидах повсеместно высокие, часто превышающие 0,4.

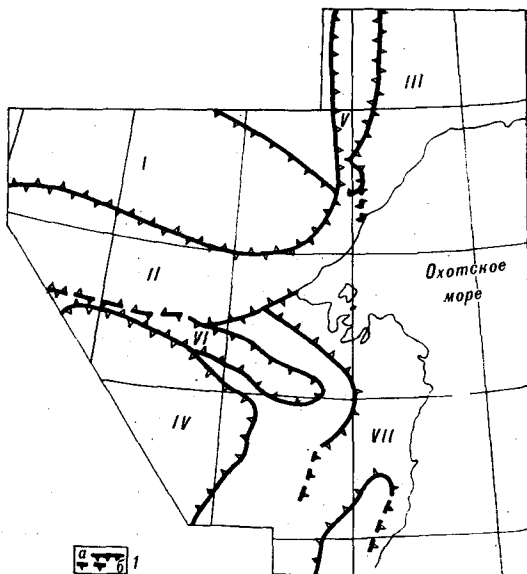


Рис. 2. Схема районирования золотоносных областей Дальнего Востока.

I — Алданская, II — Становая, III — Северо-Приохотская, IV — Буреинская, V — Южно-Верхоянская, VI — Монголо-Охотская, VII — Сихотэ-Алинская.

Мезозойские интрузивы Станового хребта достаточно глубоко эродированы, их кровля (вулканы, осадочные породы) почти не сохранилась, и поэтому магнитные свойства гранитоидов можно использовать для грубой оценки степени эродированности массивов — магнитные массивы с наиболее высокими коэффициентами окисленности железа эродированы меньше.

**Северо-Приохотская золотоносная область.** Магнитные гранитоиды здесь развиты повсеместно, особенно в пределах вулканогенов. Коэффициенты окисленности железа в гранитоидах в целом выше, чем в Становой области, и обычно превышают 0,4. Вне полей распространения вулканитов, в толщах верхоянского комплекса, наряду с магнитными развиты и слабо магнитные гранитоиды. Если с первыми обычно ассоциирует золотое и золото-серебряное оруденение, то со вторыми — преимущественно редкометалльно-серебряное с золотом. Выделяемые по левобережью Маи (пизовья рек Кудыми и Мати) палеозойские (?) гранитоиды по магнитности и коэффициентам окисленности железа не отличаются от меловых гранитоидов.

**Буреинская золотоносная область.** Мезозойские магнитные гранитоиды здесь развиты лишь в районе Гонжинского и Мамынского выступов, одиночные массивы известны в низовьях Буреи и в бассейне р. Биры (Бутаканский массив). Гранитоиды этих массивов характеризуются повышенными коэффициентами окисленности железа. Максимальным значением (более 0,4) отличается Октябрьский гранодиоритовый массив (Мамынский выступ).

С магнитными гранитоидами названных районов (кроме бассейна р. Биры) тесно связано золотое оруденение.

Повышенная магнитность и, в особенности, высокие коэффициенты окисленности железа характерны для позднепалеозойских и триасовых гранитоидов Буреинского массива, обнаруживающих признаки гипабиссальности.

**Южно-Верхоянская золотоносная область.** На рудных полях этой области интрузивные массивы отсутствуют. В восточной и северной частях Алах-Юньского района вмещающие оруденение породы прорваны дайками лампрофиров и порфиритов, о магнитных свойствах которых сведений нет. Крупные интрузии гранодиоритов и гранитов мелового возраста, являющиеся более молодыми в сравнении с основным оруденением района, располагаются цепочкой вдоль восточной границы золотоносной территории и представлены слабо магнитными породами, с которыми ассоциирует золотое-редкометалльное оруденение. Магнитными являются лишь массивы: Большой Карский, Аканский, Средне-Юдомский, Бурочанский и северная оконечность Уэмляхского. Все они располагаются в непосредственной близости с наиболее известными россыпями района, и в связи с ними отмечается широкое развитие даек. На крайнем юге региона в 20 км от Курун-Уреха магнитными являются Мурамнинский и соседние с ним массивы.

**Монголо-Охотская золотоносная область.** Здесь широко развиты позднемеловые слабо магнитные гранитоиды с редкометалльной металлогенической специализацией, являющиеся более поздними по отношению к основному золотому оруденению (Правобуреинский, Токоланский, Нипнинский и другие массивы). Слабо магнитны также (возможно, из-за значительных вторичных изменений) и более древние (позднепалеозойские?) плагиограниты и микроклиновые граниты (Ингаглинский, Лукачевский и др.), с которыми в региональном плане ассоциирует золотое оруденение. Магнитные свойства широко проявленных на рудных полях даек порфиритов и штоков диоритов изучены слабо. На месторождении руч. Челогор породы даек характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью и высокими коэффициентами окисленности железа.

**Сихотэ-Алинская золотоносная область.** В Центральном Сихотэ-Алине выделяется обширный ареал слабо магнитных меловых и палеогеновых интрузий гранитоидов, от которого к востоку, северу и западу распространены магнитные гранитоиды. С первыми ассоциирует редкометалльное, со вторыми — преимущественно золотое оруденение, а в пограничных зонах проявляется золото-серебряное оруденение. Наиболее высокими значениями магнитной вос-

приимчивости отличаются: Бекчи-Ульский массив, массивы по левобережью Бичи, Битки, Дидбиран, восточная часть Тумнинского массива, гранитоиды междуречья Чичимар — Яй, правобережья Самарги, мысов Сюркум и Совгаванского, района г. Бикина.

Широко распространенные на обширной площади между Амуром и Туранским выступом меловые гранитоиды представлены слабо магнитными формациями с редкометальной металлогенической специализацией. Золотоносность здесь проявлена очень слабо.

В заключение следует подчеркнуть, что общие контуры золотоносных областей (и даже

отдельных районов) и ареалов распространения магнитных гранитоидов, несомненно, совпадают. Иногда видна приуроченность рудных полей к массивам магнитных и высокомагнитных гранитоидов. Случаев пространственной связи золоторудных месторождений со слабо магнитными интрузиями практически не отмечалось.

В Монголо-Охотской и Южно-Верхоянской геосинклинальных складчатых областях, где развито домеловое (среднеюрское?) оруденение и где гранитоиды этого возраста представлены лишь дайками, рассматриваемые критерии оценки золотоносных районов зачастую неприемлемы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дортман Н. Б., Ляхович В. В. Зависимость магнитной восприимчивости гранитоидов от содержания в них магнетита.— Сов. геол., 1966, № 1.
2. Дубинчик Э. Я., Розенталь И. В. Петромагнитные последования при изучении гранитоидных комплексов. Л.: Недра, 1980.
3. Изох Э. П. Позднемезозойские гранитоидные формации Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.— В кн.: Тез. докл. к 14 Тихоокеанскому научному конгрессу. Хабаровск, 1979.
4. Ланщиков Н. Г., Азатов П. Г. Фациальное расчленение пород эффузивного облика Чаткало-Кураминского региона по магнитным свойствам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
5. Маракушев А. А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1978.
6. Моисеенко В. Г. Поведение золота при термическом метаморфизме.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1966.
7. Малышев Ю. Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977.
8. Печерский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магнитные свойства изверженных пород. Магадан, 1964.
9. Пугинцев В. К. История геологического развития и плутонические формации областей тектоно-магматической активизации юга Дальнего Востока. Автореф. докт. дис. Л., 1974.
10. Романовский Н. П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР.— Сов. геол., 1976, № 12.
11. Рубис А. Д. Феррофации гранитоидов некоторых массивов Приморья.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Хабаровск, 1981.
12. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Чашукина В. А. Феррофации гранитоидов.— Геохимия, 1978, № 2.
13. Хамрабаев И. С., Мусаев А. М., Искандеров Э. Н. К геохимии золота в магматических процессах по данным экспериментальных исследований.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1978.
14. Хамрабаев И. С., Урунбаев К. У. К геохимии золота в магматическом процессе.— В кн.: 1 Международный геохим. конгресс. Магматические процессы. М., 1972.
15. Шнай К. Г., Ильина Л. И. Магнетиты щелочных пород Алданской провинции.— Геол. и геофиз., 1980, № 11.
16. Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974.
17. Юдборовский И. Х. Физические свойства горных пород Алданского щита.— Геол. и геофиз., 1971, № 9.

ДВИМС  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
2 февраля 1983 г.

*Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков*

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ КРИОМЕТРИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В статье рассмотрены вопросы образования и преобразования флюидных включений в процессах метаморфизма глубинных уровней и полиметаморфизма. В качестве объекта исследования выбраны включения жидкой углекислоты, наиболее распространенные в метаморфических минералах. Предложены методические приемы выявления с помощью включений поли-

Исследование включений в минералах метаморфических пород является одним из эффективных методов изучения состава и состояния метаморфического флюида и существенно дополняет традиционные петрологические и геохимические методы при выяснении условий формирования и эволюции метаморфических пород. Тем не менее до сих пор нет достаточно обоснованных концепций образования метаморфогенных включений и общепринятых методов работы с ними. В статье рассматривается ряд методических приемов, использованных для исследования включений в минералах полиметаморфических комплексов ряда районов Дальнего Востока и Беломорья.

В минералах метаморфических пород при больших увеличениях обнаруживается масса самых разнообразных включений. Это твердые включения минеральных индивидов, включения сжатых и сжиженных газов и их смесей, включения водно-солевых растворов и растворов-расплавов, включения жидких и твердых углеводородов, в отдельных случаях включения раскристаллизованных расплавов. В качестве объекта исследования нами, по ряду обстоятельств, выбраны метаморфогенные включения жидкой углекислоты. С одной стороны, термодинамическими расчетами [12, 18, 29] и термобарогеохимическими исследованиями [2, 8, 27] показано, что флюид в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма обогащен углекислотой, а в метаморфических минералах широко распространены включения уплотненной углекислоты. Среди них выделяются первичные, первично-вторичные и вторичные включения, изучение которых позволяет проследить эволюцию параметров метаморфизма во времени. С другой стороны, углекислотные

метаморфической природы пород, не несущих петрологических признаков диафтореза. Теоретические выводы иллюстрированы результатами криометрических исследований гранулитов чогарского комплекса Становой складчатой области и Ханкайского массива на Дальнем Востоке, а также дистеновых гнейсов Енисского сегмента Беломорского мегаблока.

включения достаточно легко диагностируются в криокамере, а имеющиеся в настоящее время экспериментальные и расчетные данные по системам  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{соль}$ ,  $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2 + \text{N}_2$  позволяют получать информацию о состоянии богатого углекислотой флюида во включениях.

### МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ, СОХРАННОСТЬ И ИНФОРМАТИВНОСТЬ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Существует несколько точек зрения на механизм образования включений в минералах. Большинство исследователей полагают, что первичные включения образуются путем захвата растущей гранью минерала микропорций минералообразующих сред (в нашем случае — метаморфического флюида), а первично-вторичные и вторичные трассируют залеченные микротрещины. На возможность такого механизма образования включений указывают результаты изучения морфологии включений, характера их распределения в кристалле, а также экспериментальные данные по синтезу минералов, содержащих включения [1, 21, 22, 28]. Согласно другому представлению [14], включения образуются путем коагуляции флюидных компонентов, законсервированных в дефектах кристаллической решетки — вакансиях и дислокациях. Действительно, электронно-микроскопические исследования [24] выявили микровключения, связанные с дефектами кристаллической решетки минералов. Их миграция с последующей коагуляцией, вероятно, может приводить к локализации включений в зонах дислокаций и микротрещин. Процессы образо-

вания включений путем захвата растущей гранью (макровключения) и в дефектах решеток минералов (микровключения) могут, по-видимому, идти параллельно.

Вопрос о сохранности и информативности флюидных включений является коренным в термобарогеохимических исследованиях. Целесообразно рассмотреть следующие его аспекты: возможность диффузии флюида из включений, проблему их герметичности и соответствие состава содержимого включений при нормальных условиях его составу при  $T-P$  условиях образования (захвата). По данным Ферхугена [39], коэффициент диффузии иона кислорода при  $500^\circ\text{C}$  вдоль оси  $C$  кварца составляет примерно  $3 \cdot 10^{-11}$  см<sup>2</sup>/с. Грубые подсчеты показывают, что при такой температуре ионы кислорода могут переместиться в кварце на расстояние 1 мм за  $10^{11}$  лет. Если же учесть неполярный характер и больший, чем у кислорода, размер молекулы  $\text{CO}_2$  (которая при таких температурах практически не диссоциирует), то, вероятно, диффузией углекислоты из включений в породообразующих силикатах при изучении геологических процессов можно пренебречь. Другие газы, особенно атомарный водород, способны более активно диффундировать в твердых силикатах [25]. Однако, как показано специальными исследованиями [9], диффузия воды и водорода из включений даже при высоких ( $800-1400^\circ\text{C}$ ) температурах не существенна. Во всяком случае величина изменения температуры гомогенизации включений при изменении плотности флюида за счет диффузии не превышает пределов точности используемых методов. Применительно к метаморфическим минералам заметим, что в их включениях углекислота, как правило, преобладает. При попытках реконструкции флюидного режима метаморфизма по включениям встает вопрос, соответствует ли состав флюида, определяемый при лабораторном изучении включений (низкие  $T$  и  $P$ ), составу метаморфического флюида во время образования этих включений (высокие  $T$  и  $P$ ). Действительно, в сложном по составу флюиде при снижении  $T$  и  $P$  могут протекать регрессивные химические реакции между его компонентами. Поэтому в общем случае, изучая содержимое включений, мы получаем информацию о составе и состоянии продуктов таких реакций между компонентами метаморфического флюида, а не о нем самом. В принципе, состав флюида можно выяснить, анализируя содержимое включений при  $T-P$  условиях, близких к условиям их захвата, или рассчитать, исходя из компонентного состава включений при  $T-P$  условиях лабораторного эксперимента [17]. Однако в случае экспериментов с чисто углекислотными включениями эта задача существенно упро-

щается, так как углекислота как химическое соединение устойчива в широком интервале температур и давлений [20].

Практика криометрических исследований показывает, что плотность углекислоты во включениях из одного образца, одного минерального зерна и даже из одной зоны или группы включений варьирует зачастую в широких пределах. Причин такого явления может быть несколько. Во-первых, в минералах могут присутствовать несколько генераций углекислотных включений. Во-вторых, вариации плотностей углекислоты в разных включениях одной зоны или группы могут быть следствием вариаций давления при их образовании (во время захвата или во время залечивания клиновидных микротрещин). В-третьих, зоны и группы включений, являясь ослабленными областями в кристалле, могут пронизываться микротрещинами на разных стадиях метаморфического процесса, а проникающий по ним флюид будет перенаполнять включения. На первый взгляд эти процессы снижают информативность включений, но в действительности они дают возможность проследить эволюцию метаморфического флюида во времени.

При исследовании процессов метаморфизма с помощью методов термобарогеохимии большое значение имеет выбор минерала, в котором предполагается изучение включений. Наиболее удобен в этом отношении кварц. Он прозрачен, практически без спайности, как правило, содержит большое количество включений разных генераций. Кварц устойчив в широком диапазоне температур и давлений, т. е. при прогрессивной и регрессивной смене минеральных ассоциаций имеет как бы «сквозной» характер. Важной особенностью кварца является его слабая реакционная способность. В метаморфических породах кремнекислота часто является избыточным компонентом, что обуславливает хорошую сохранность кварца в метаморфических и постметаморфических процессах. С другой стороны, рост и перекристаллизация кварца, вернее, отдельных сегментов его зерен, возможны в широком диапазоне температур и давлений. Таким образом, кварц является своеобразным «консервантом» микропорций флюида практически на всем протяжении метаморфического процесса. Тщательно изучая различные генерации включений в кварце, их морфологию и взаимоотношения, можно получить информацию о различных этапах метаморфизма. Однако эти же особенности кварца делают его малопримгодным для валового анализа газовой фазы, так как флюид, извлеченный из включений разных генераций (в том числе постметаморфических) путем дробления или истирания кварцевых зерен, смешиваясь, теряет свою информативность. Сходными с кварцем свойства-



ми обладает гранат, хотя область его устойчивости уже и включения в нем встречаются реже. Исключительно важное значение имеет изучение включений в минералах, устойчивых в определенных интервалах  $T$  и  $P$ . Это пироксены, модификации  $Al_2SiO_5$ , кордиерит, сапфирин и другие. Данные, полученные при изучении в них флюидных включений, можно сопоставлять с данными парагенетического анализа. Чрезвычайно важно изучение включений в акцессорных минералах. Если акцессории образовались в ходе метаморфизма, то включения в них будут нести информацию о его кульминационном, близком к равновесному этапе. Если же акцессории унаследованы метаморфической породой, то по включениям в них можно получать информацию о породах, подвергшихся метаморфизму.

### ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Для исследования метаморфических пород методами термобарогеохимии чрезвычайно важно иметь представление о том, на каком этапе метаморфического процесса и при каких условиях формируются включения в минералах. Экспериментальные работы по этому вопросу отсутствуют, поэтому рассмотрим процессы метаморфического минералообразования на примере наиболее простой модели одноактного регионального метаморфизма погружения (рис. 1). На прогрессивном этапе интенсивность (т. е.  $T$  и  $P$ ) метаморфизма растет, на регрессивном — убывает. Разделим кривую интенсивности метаморфизма условно на шесть отрезков. Допустим, что граница между отрезками  $1^a$ ,  $1^b$  и  $2^a$ ,  $2^b$  соответствует  $T-P$  границе между амфиболитовой и гранулитовой фациями. На отрезке  $1^a$  минеральные ассоциации метамород с ростом  $T$  и  $P$  становятся неравновесными и разрушаются с образованием все более высокотемпературных и высокобарических парагенезисов. Растущие и перекристаллизовывающиеся минералы захватывают в виде включений микропорции флюида, захороненного в порах метамород. На определенном этапе в условиях амфиболитовой фации в метаморфической системе развиваются процессы селективного плавления. Обособляющиеся расплавы, интенсивно поглощая воду, обедняют ею метаморфическую систему [32], а доля углекислоты во флюиде повышается. Таким образом происходит эволюция состава метаморфического флюида. Этот процесс отразится и на содержимом флюидных включений, которые в начале отрезка  $1^a$  будут иметь существенно водный (водно-солевой) состав, а в конце от-

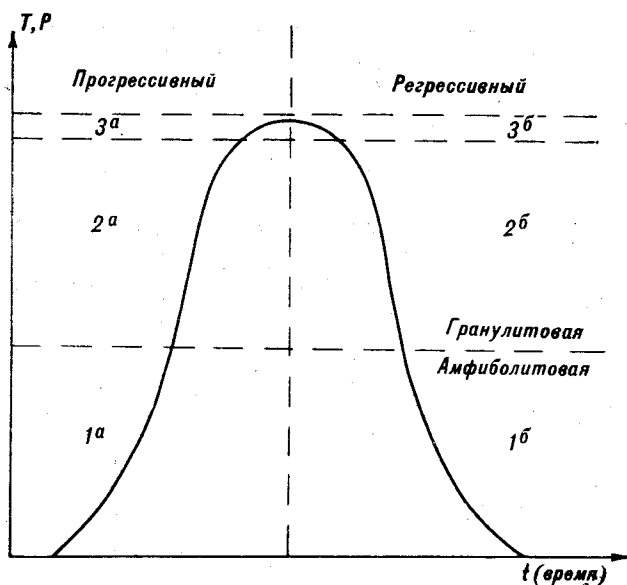


Рис. 1. Принципиальное положение кривой регионального метаморфизма погружения. Пояснения в тексте.

резка  $2^a$  — существенно углекислотный. Однако сохранение всего спектра метаморфогенных включений, образующихся на прогрессивном этапе, невозможно. Включения ранних стадий (отрезок  $1^a$ ) в реакционноспособных минералах будут уничтожены, а большинство включений в «инертных» минералах будут разрушены вследствие перекристаллизации. По-видимому, возможно сохранение лишь небольшого количества таких включений в неперекристаллизованных, «реликтовых» сегментах кварцевых зерен. При достижении метаморфической системой равновесия (область отрезков  $3^a$  и  $3^b$ ) рост минералов практически прекращается. В это время происходят лишь процессы формирования текстуры (структуры) породы, связанные с огранкой минералов, а также огранка и ориентировка содержащихся в них флюидных включений. На этом этапе возможен захват небольшого количества включений равновесного метаморфического флюида краевыми частями ограничивающихся минералов. Следующее за этапом равновесия снижение интенсивных параметров метаморфизма (начало регрессивного этапа) вводит метаморфическую систему в фазу метастабильного равновесия. В крайне бедных флюидом гранулитах химические реакции между минералами заторможены, а содержащиеся в них включения не разрушаются. По-видимому, в это время могут формироваться вторичные включения путем залечивания трещин, образующихся в минералах при реализации усадочных напряжений в породе [30], а также при полиморфных переходах, связанных с изменением объема [6, 7]. Состав таких

включений при отсутствии привноса инородного флюида будет также существенно углекислотным. Однако зачастую на регрессивном этапе изолированность гранулитовой метаморфической системы относительно флюида нарушается. В этом случае привнос нового, обычно обогащенного водой флюида ведет к ускорению регрессивных реакций между минералами и образованию новых включений. Для метаморфизма амфиболитовой фации, по-видимому, в большинстве случаев характерен ярко выраженный регрессивный этап, так как при снижении  $T$  и  $P$  в метаморфическую систему будет поступать вода, выделяющаяся при раскристаллизации анатектических расплавов.

Таким образом, минералы пород, сформировавшиеся в процессе одноактного гранулитового метаморфизма погружения, будут содержать в основном углекислотные первичные и первично-вторичные включения, характеризующие субравновесную стадию прогрессивного этапа, а также небольшое количество первичных равновесных и некоторое количество вторичных включений, несущих информацию о регрессивных процессах. Теоретически возможно также сохранение небольшого количества включений низкотемпературной стадии прогрессивного этапа в неперекристаллизовавшихся ядрах «инертных» минералов (кварца).

Главными характеристиками углекислотных включений являются температуры их оттаивания ( $T_{\text{отт}}$ ) и гомогенизации ( $T_{\text{гом}}$ ). Близость  $T_{\text{отт}}$  к температуре тройной точки углекислоты ( $-56,6^\circ\text{C}$ ) свидетельствует о ее чистоте. Для точной оценки влияния примесей других газов на положение тройной точки и линии двухфазового равновесия  $\text{H}_2\text{CO}_3 - \text{CO}_2$  в настоящее время недостаточно экспериментальных данных. Известно лишь, что примеси метана и азота понижают температуру тройной точки  $\text{CO}_2$  [35, 37]. Большое количество примесей (например, более 30 об. % метана) существенно влияет также на положение линии равновесия  $\text{H}_2\text{CO}_3 - \text{CO}_2$ , поэтому к данным по углекислотным включениям, имеющим заниженное относительно  $-56,6^\circ\text{C}$  значение  $T_{\text{отт}}$  (на  $3-5^\circ\text{C}$ ), нужно относиться крайне осторожно.

Данные по гомогенизации углекислотных включений удобно представлять в виде гистограммы, на абсциссе которой нанесена шкала температур, а по ординате фиксируется количество замеров. Учитывая все ранее сказанное, можно предположить, что при достаточно большом количестве замеров гистограмма  $T_{\text{гомCO}_2}$  для случая одноактного регионального метаморфизма погружения будет иметь вид пика. Основную его площадь вблизи вершины должны занимать замеры  $T_{\text{гом}}$  включений, образовавшихся при условиях, соответствующих ин-

тервалу  $2a$  (см. рис. 1). На низкотемпературной ветви пика расположатся замеры  $T_{\text{гом}}$  плотных включений, захваченных в равновесных условиях (интервалы  $3a, b$  на рис. 1), а на высокотемпературной — замеры  $T_{\text{гом}}$  включений регрессивного этапа и включений низкотемпературной стадии прогрессивного этапа. В принципе, при интенсивных регрессивных процессах количество образующихся включений может оказаться достаточным для образования отдельного пика, слитого с главным.

Положение пика на оси температур может быть определено путем совмещения в координатах  $T-P$  набора изохор для чистой  $\text{CO}_2$  и  $T-P$  областей образования метаморфических пород с последующим пересчетом общих точек на  $T_{\text{гом}}$  [5]. На рис. 2, *a, б, в* приведены результаты такого совмещения. Изохоры  $\text{CO}_2$  построены по данным трех авторов: Ю. П. Мельника [16], А. А. Томиленко [27] и И. Ботинга и П. Рихета [34]. В настоящее время ни одна из известных  $P-T-V$  диаграмм для чистой углекислоты не является общепризнанной, поэтому выбор таковой для конкретных исследований во многом зависит от взглядов авторов. В данной статье мы, по возможности, обсудим три приведенных варианта. Архейский метаморфизм щитов на Дальнем Востоке определен большинством исследователей как региональный метаморфизм погружения [33], т. е. в общих чертах он соответствует выбранной нами модели. Сплошными линиями на диаграммы нанесены  $T-P$  области метаморфизма гранулитов различных уровней глубинности: Ч — чогарского в пределах Становой складчатой системы, С — сутаевского на юге Алданского щита [11], Х — ханкайского в пределах Ханкайского массива [13]. Условия метаморфизма пород Беломорского мегаблока (Б) на Кольском полуострове [10, 31] нанесены для сравнения и будут обсуждаться позже. Пунктиром и индексами со штрихами обозначены  $T-P$  области метаморфизма пород, представительных для этих уровней, рассчитанные по углекислотным включениям А. А. Томиленко [27] для С', А. А. Томиленко, Н. В. Бердниковым и Л. П. Карсаковым [26] для Ч' и авторами [3, 4] для Х' и Б'. Если верны определения  $T$  и  $P$  метаморфизма, диаграммы  $P-T-V_{\text{CO}_2}$  и справедлива приведенная выше модель метаморфического минералообразования, то пики замеров  $T_{\text{гом}}$  углекислотных включений, образовавшихся на субравновесной стадии метаморфизма дальневосточных гранулитов, должны располагаться в интервалах  $T_{\text{гом}}$  от  $-56,6^\circ\text{C}$  (и ниже) до  $-11^\circ\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 0,79 до 1,01  $\text{см}^3/\text{г}$ ) согласно рис. 2, *a*, от  $-50$  до  $-10^\circ\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 0,87 до 1,02  $\text{см}^3/\text{г}$ ) согласно рис. 2, *б* и от  $-43$  до  $-10^\circ\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 0,89 до 1,02  $\text{см}^3/\text{г}$ ) согласно рис. 2, *в*. Температуры

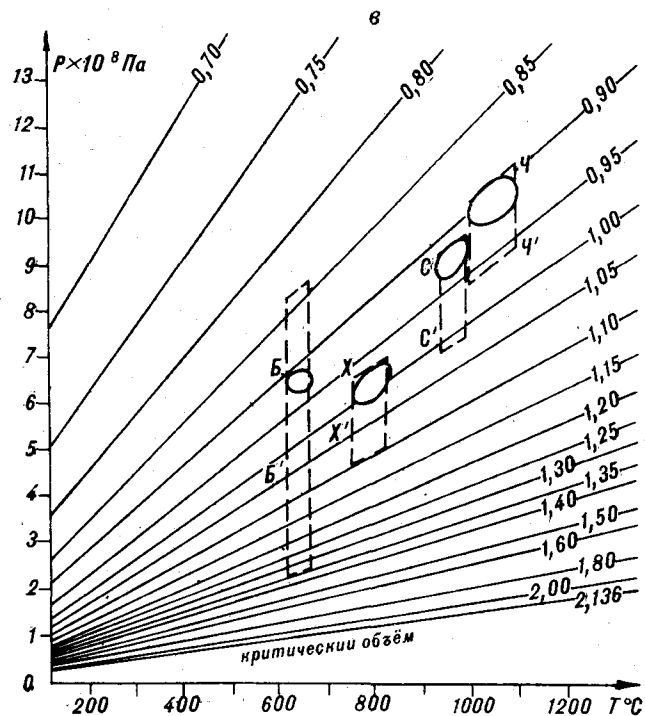
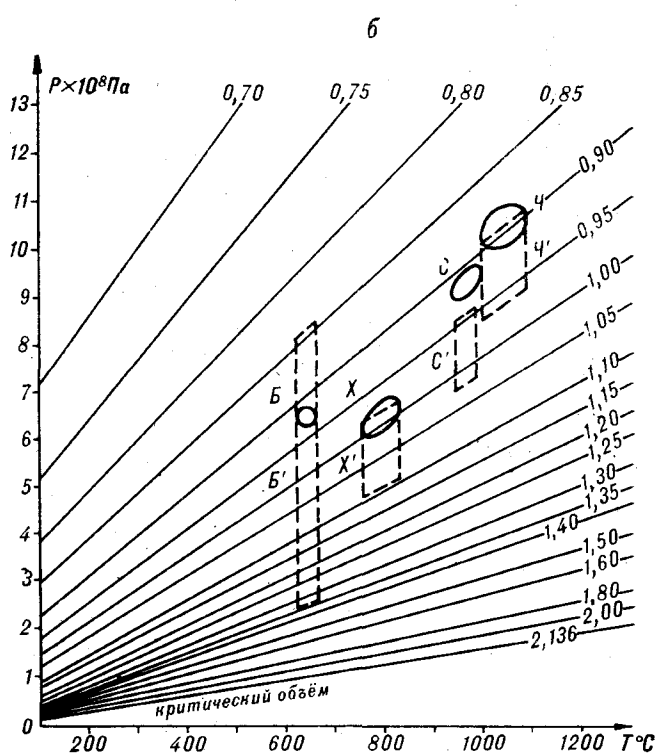
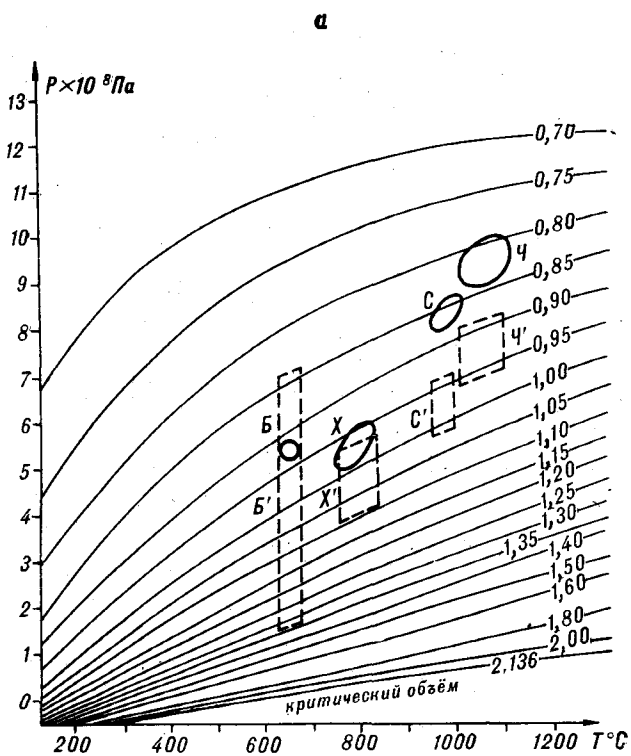


Рис. 2. Положение  $T-P$  областей метаморфизма чогарских (Ч), сутамских (С), ханкайских (Х) гранулитов и дистеновых гнейсов Беломорья (Б) на  $P-T-V$  диаграммах  $\text{CO}_2$ , построенных по данным:

а — Ю. И. Мельника [16]; б — А. А. Томиленко [27]; в — Bottinga and Richet [34]. Ч', С', Х' и Б' —  $P-T$  области метаморфизма указанных пород, рассчитанные по данным криометрии.

Ч попадает в интервал изохор  $\text{CO}_2$  от 0,79 до 0,84  $\text{см}^3/\text{г}$ . Это означает, что среди первичных включений в их минералах должны преобладать «переуплотненные», температура гомогенизации которых ниже тройной точки  $\text{CO}_2$  ( $-56,6^\circ\text{C}$ ,  $V$  уд.  $\text{CO}_2 = 0,849 \text{ см}^3/\text{г}$ ). Такие включения описаны в минералах эклогитов и мантийных лерцолитов [23, 28], а также в дистене и кварце метаморфических пород [4]. Они легко диагностируются в криокамере по отсутствию газового пузырька во всем диапазоне температур, либо по появлению его в переохлажденной (ниже  $-56,5^\circ\text{C}$ ) жидкости (в этом случае иногда можно наблюдать гомогенизацию переохлажденного включения). Однако детальное изучение пород различных выступов чогарского комплекса показало, что в их минералах не содержится включений, относящихся к главному (чогарскому) циклу метаморфизма, с  $T_{\text{гом}}$  ниже  $-46^\circ\text{C}$ . Практически аналогичная ситуация характерна для пород сутамского комплекса: их  $T-P$  параметры, определенные по углекислотным включениям с помощью данной диаграммы, оказываются значительно заниженными. «Переуплотненных» включений в породах сутамского комплекса

гомогенизации включений выше  $-10^\circ\text{C}$  будут, соответственно, указывать на формирование их на регрессивных этапах метаморфизма или в процессе диафореза в условиях амфиболитовой фазии. Рассмотрим каждую диаграмму в отдельности. На рис. 2, а область  $T-P$  условий метаморфизма чогарских гранулитов —

также не обнаружено. Области X и X' на рис. 2, а, б, в частично перекрываются. На рис. 2, в видно почти полное перекрытие областей Ч и Ч', частичное перекрытие областей X и X' и непосредственное соприкосновение областей С и С'. Рис. 2, б представляет собой промежуточный вариант. Примечательно, что в области до  $7-8 \cdot 10^8$  Па и до  $100-800^\circ\text{C}$ , которая построена с использованием экспериментальных данных, соотношение полей X и X' на всех трех диаграммах практически одинаково. Расхождения между данными минеральной термометрии и криометрии становятся существенными в области высоких  $T$  и  $P$ , где диаграммы  $P-T-V_{\text{CO}_2}$  строились по расчетным данным. Причин такого расхождения может быть несколько. Наиболее вероятны, по нашему мнению, три из них: некорректность данных минеральной геотермометрии, некорректность постулатов термобарогеохимии и, наконец, неудовлетворительная точность расчетов состояния  $\text{CO}_2$  при высоких  $T$  и  $P$ . По-видимому, ни одна из этих причин не является определяющей. Скорее всего, в каждом из трех методов исследований имеются свои «слабые места». Однако обсуждение их не является предметом данной статьи. Кроме того, выбор той или иной диаграммы  $P-T-V_{\text{CO}_2}$  для последующих теоретических построений не играет принципиальной роли. Он важен лишь в процессе конкретных расчетов давлений по данным криометрии. Поэтому дальнейшие построения проведены на основе рис. 2, б, являющимся, по-видимому, компромиссным вариантом.

Для иллюстрации изложенных выше положений приведем данные по криометрии глубинных и высокотемпературных пород чогарского комплекса [26]. К образцам, предназначенным для исследования включений, предъявлялись следующие требования. Во-первых, образцы должны были содержать равновесную ассоциацию бронзит — силлиманит — сапфирин — кварц, чтобы можно было сравнить данные криометрии с данными эксперимента [36] и иметь точку отсчета по температуре. Во-вторых, в образцах должны были в значительных количествах присутствовать «инертные» минералы, способные консервировать метаморфический флюид во время всего цикла метаморфизма. И, в-третьих, образцы должны были быть максимально «свежими», т. е. не нести следов повторного или интенсивного регрессивного метаморфизма. Детальные петрографические исследования показали, что этим требованиям удовлетворяют образцы бронзит-силлиманитового кварцита с сапфирином  $T-19^{\text{a}}-65$ . Первичные и первично-вторичные включения жидкой углекислоты в кварце этой породы гомогенизировались при температурах от  $-30$  до  $-42^\circ\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 0,93 до 0,89  $\text{см}^3/\text{г}$ ). В них

при температуре  $1000-1100^\circ\text{C}$  [11] развиваются давления  $10-11 \cdot 10^8$  Па. Эти включения характеризуют параметры кульминации метаморфизма, его субравновесный и равновесный этапы. Первично-вторичные и вторичные углекислотные включения в кварце трассируют залеченные трещины и гомогенизируются в жидкость при температурах от  $-21$  до  $-34,5^\circ\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 0,96 до 0,91  $\text{см}^3/\text{г}$ ). Рассчитанное по ним давление (при  $T=950-1000^\circ\text{C}$ ) составляет  $8,5-9,5 \cdot 10^8$  Па. Эти включения несут информацию о регрессивном этапе чогарского метаморфизма, который в исключительно сухих породах чогарского комплекса проявлен слабо. Кроме описанных углекислотных включений в образцах обнаружено небольшое количество явно вторичных включений водно-солевого раствора, которые характеризуют более поздние наложенные процессы.

Все замеры  $T_{\text{гом}}$  углекислотных включений в бронзит-силлиманитовых кварцитах вынесены на рис. 3. Они, как и ожидалось, образовали один пик в низкотемпературной части гистограммы, что говорит о формировании исследованной породы в процессе единого цикла метаморфизма одной из максимально глубинных субфаций.

## ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА

Если на гистограмме  $T_{\text{гом}}$ , построенной по одному образцу породы, выявляются два пика, то для высокотемпературного пика возможны два варианта интерпретации: диафторез или регрессивные изменения. Решить этот вопрос возможно на основе детальных геологических и петрологических исследований с привлечением термобарогеохимических данных. Здесь проанализируем только ту информацию, которую несут углекислотные включения. Но сначала рассмотрим приемы формального различия и разграничения пиков на гистограмме. Выделение пиков на гистограмме при небольшом количестве замеров  $T_{\text{гом}}$  или при сближенном рас-

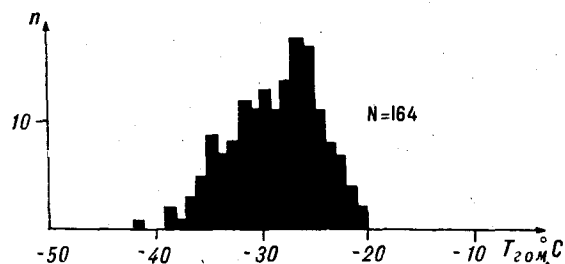


Рис. 3. Гистограмма значений  $T_{\text{гом}}$  углекислотных включений в бронзит-силлиманитовом кварците (чогарский комплекс).

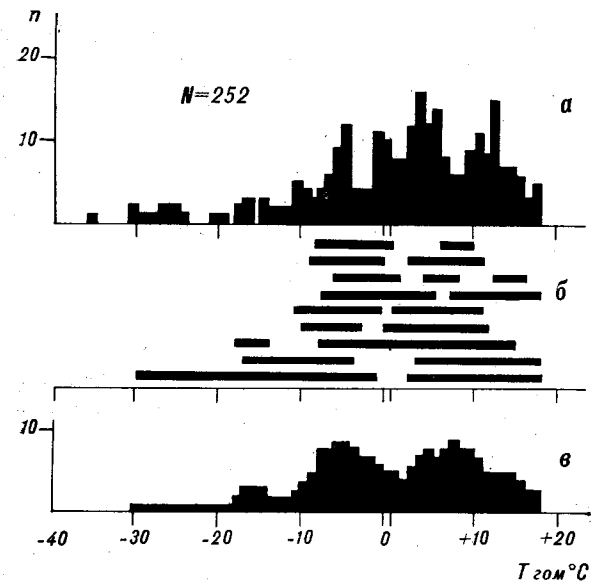


Рис. 4. Результаты криометрических исследований углекислотных включений в кварце гранулитов Ханкайского массива:  
 а — гистограмма значений  $T_{\text{гом}}$ ; б — разброс значений  $T_{\text{гом}}$  в отдельных зонах и группах; в — гистограмма количества зон и групп с одинаковыми значениями  $T_{\text{гом}}$ .

положении пиков довольно затруднительно. В этом случае полезно построение диаграммы разброса значений  $T_{\text{гом}}$  для отдельных зон и групп включений (рис. 4, б, 5, г, д). На такой диаграмме линии разброса значений  $T_{\text{гом}}$  для групп и зон включений, образовавшихся в результате единого цикла метаморфизма, будут комбинироваться над тем интервалом температур шкалы, который занимает соответствующий пик. При построении таких диаграмм рекомендуется отбрасывать крайние значения  $T_{\text{гом}}$ , значимо отличающихся от среднего в этой группе или зоне, поскольку включения, по которым произведены такие замеры, при детальном исследовании, как правило, оказываются несингенетичными данной зоне (группе). Не следует также использовать данные, полученные по зонам и группам, претерпевшим сильную аномализацию. Еще нагляднее становится разделение пиков при построении гистограмм количеств совпадений  $T_{\text{гом}}$  в различных зонах и группах (рис. 4, в). Пики на этих гистограммах фиксируют этапы метаморфических процессов, во время которых образовывалось наибольшее количество зон и групп включений, т. е. этапы прогрессивного метаморфизма, близкие к равновесным.

После выделения пиков на гистограмме необходимо сопоставление их с соответствующими метаморфическими процессами. Низкотемпературный пик отражает, как правило, метаморфизм при высоких  $T-P$  параметрах. Его образуют замеры  $T_{\text{гом}}$  в первичных и первич-

но-вторичных включениях из кварца и высокотемпературных минералов (гиперстен, силлиманит и пр.). Информацию о регрессивной или диафористической природе высокотемпературного пика могут дать следующие наблюдения. Если пик образован замерами по вторичным включениям, то причиной его появления будут, вероятнее всего, регрессивные явления. При этом регрессивный пик всегда будет тесно слит с прогрессивным, так как он отражает лишь определенный этап единого процесса метаморфизма. Разбросы значений  $T_{\text{гом}}$  для отдельных зон и групп включений могут перекрываться. Состав флюида при прогрессивном и регрессивном метаморфизме в большинстве случаев, по-видимому, одинаков либо колеблется незначительно, что отражается на составе соответствующих включений. Исключение составляют метаморфические системы с широко развитыми процессами селективного плавления. В них доля воды во флюиде на регрессивном этапе может повышаться за счет выделения ее из кристаллизующихся расплавов. Диафорез, как новый акт метаморфизма, ведет к образованию новых парагенезисов с первичными и первич-

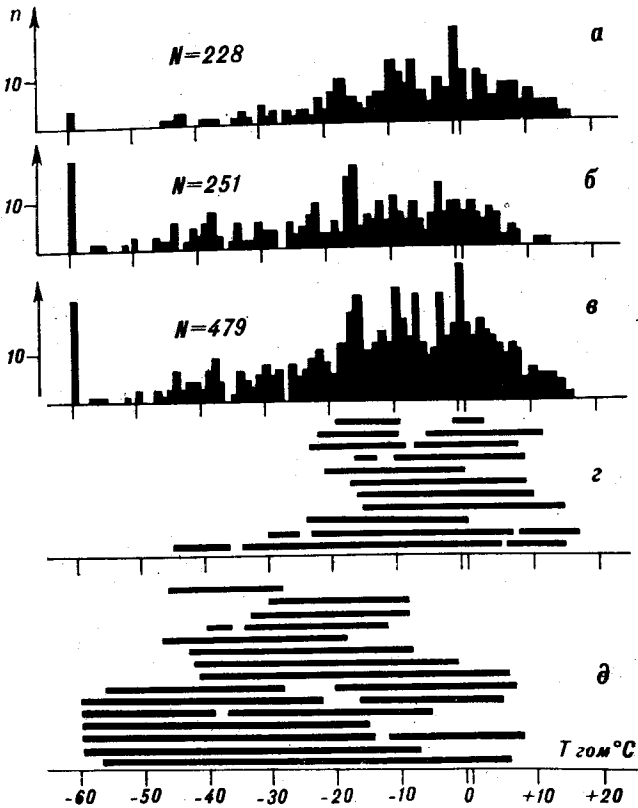


Рис. 5. Результаты криометрии углекислотных включений в минералах дистегенных гнейсов Ениского сегмента Беломорского мегаблока:  
 а — в кварце; б — в дистегне; в — сводная гистограмма; г, д — разброс значений  $T_{\text{гом}}$  углекислотных включений в отдельных зонах и группах в кварце (г) и дистегне (д).

но-вторичными включениями в их минералах. Пик, отражающий диафористические изменения, чаще всего оторван от пика первоначального метаморфизма. Разбросы значений  $T_{\text{гом}}$  для зон и групп включений из обоих пиков перекрываются не будут, отражая тем самым прерывистый характер полиметаморфизма. Кроме того, повторный метаморфизм может привести к кардинальной смене состава флюида, что непременно отразится на составе включений.

Примером изучения процессов полиметаморфизма с помощью методов термобарогеохимии могут служить криометрические исследования гранулитов Ханкайского массива [3]. Распифровка природы метаморфических преобразований этих пород явилась проверкой описанных выше методических приемов.

Результаты криометрических исследований углекислотных включений в кварце ханкайских гранулитов показаны на гистограмме рис. 4, а. Небольшое количество замеров и сближенность  $T-P$  параметров метаморфических процессов обусловили появление на гистограмме сложной комбинации плохо выраженных пиков. Однако построение диаграммы рис. 4, б и, особенно, гистограммы рис. 4, в позволило выявить относительно обособленные интервалы  $T_{\text{гом}}$  включений. Это интервалы от  $-36$  до  $-24^{\circ}\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 0,91 до 0,95  $\text{см}^3/\text{г}$ ), от  $-21$  до  $+2^{\circ}\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 0,97 до 1,10  $\text{см}^3/\text{г}$ ) и от  $+2$  до  $+18^{\circ}\text{C}$  ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  от 1,10 до 1,25  $\text{см}^3/\text{г}$ ). Включения, относящиеся к низкотемпературному интервалу, единичны или образуют небольшие группы (возможно, фрагменты зон) и диагностируются нами как реликтовые. Температура плавления углекислоты в них понижена до  $-58 \div -60^{\circ}\text{C}$ . Включения такой плотности не могли образоваться в условиях ханкайской фации глубинности ( $T = 750-830^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6-7 \cdot 10^8$  Па) [13, 15, 19]. Подобные включения обнаружены в минералах гранулитов сутамского комплекса на юге Алданского массива, образовавшихся при  $T = 950-1000^{\circ}\text{C}$  [11, 27]. При этих температурах согласно рис. 2, б в реликтовых включениях будут развиваться давления  $8,3-9,5 \cdot 10^8$  Па. В среднетемпературный интервал входят замеры  $T_{\text{гом}}$  первичных, первично-вторичных и вторичных включений, удельный объем углекислоты в которых соответствует  $T-P$  параметрам ханкайской фации глубинности (см. рис. 2, б). Температура их оттаивания также несколько понижена. Высокотемпературный интервал образован замерами  $T_{\text{гом}}$  в первичных, первично-вторичных и вторичных низкоплотных включениях, температура тройной точки углекислоты в которых близка к  $-56,6^{\circ}\text{C}$ , а нередко и повышена до  $-54 \div -53^{\circ}\text{C}$ .

Реликтовые высокоплотные включения пер-

вого интервала несут, по-видимому, информацию о «доханкайском» метаморфизме исследованных пород. Этот вывод подкрепляют данные по микронзондному топологическому изучению гранатов из гранулитов Ханкайского массива [13]. В ядрах некоторых зерен граната сохранились реликтовые равновесные участки, образовавшиеся при температурах более  $900^{\circ}\text{C}$  и давлениях около  $9 \cdot 10^8$  Па. Образование включений второго (среднетемпературного) интервала (см. рис. 4, в) связано с метаморфизмом ханкайской фации глубинности. Трудно было установить природу третьего интервала: регрессивные изменения или диафорез? В пользу регрессивного характера процессов, обусловивших образование включений рассматриваемого интервала, говорит в общем одинаковый (углекислотный) состав флюида во включениях всех генераций. Кроме того, микронзондовое изучение гранатов выявило в них непрерывную регрессивную зональность [13]. В то же время наличие среди включений указанного интервала первичных говорит о новом процессе минералообразования, вероятно, диафорезе. Включения этого интервала хотя и имеют углекислотный состав, но отличаются от включений других интервалов характером примесей. Если во включениях первых двух интервалов примеси понижали температуру тройной точки углекислоты (метан, азот), то во включениях третьего интервала температура тройной точки  $\text{CO}_2$  в некоторых случаях повышена. Кроме того, в работе [13] описаны низкотемпературные незональные гранат и биотит, имеющие вторичный характер по отношению к парагенезисам ханкайских гранулитов. Все это позволяет нам предполагать развитие в исследованных породах диафореза, по-видимому, на уровне амфиболитовой фации, а не широко развитые регрессивные изменения. Таким образом, древнейшие породы Ханкайского массива претерпели, по нашим данным, трехактный полиметаморфизм: метаморфизм сутамского уровня, затем метаморфизм ханкайского уровня, затем диафорез в условиях амфиболитовой (?) фации. Приведенный пример показывает, что изучение флюидных включений может использоваться в качестве независимого критерия для выявления полиметаморфизма пород.

До сих пор все построения и расчеты велись в рамках модели регионального метаморфизма погружения. Однако имеющиеся данные по петрологии разновозрастных метаморфических комплексов свидетельствуют о том, что такая модель не является универсальной. На примере дистеновых гнейсов Ёнского сегмента Беломорского мегаблока (Кольский полуостров), образовавшихся в условиях низкоградиентного метаморфизма, можно показать отличия этих

двух типов метаморфизма по данным термобарогеохимии. Нами изучены [4] гранат-кианит-биотитовые гнейсы левобережья р. Рябины (бассейн р. Канда), которые здесь чередуются с амфиболсодержащими гнейсами, мигматитами, амфиболитами. Эти породы метаморфизованы в амфиболитовой фации, причем наиболее интенсивно проявлены метаморфические процессы свекофенской эпохи активизации. Температура метаморфизма по биотит-гранатовому геотермометру составляет  $650^{\circ}\text{C}$ , а давление достигает  $6,5 \cdot 10^8$  Па (поле Б на рис. 2, а, б, в) [10]. Высокотемпературные парагенезисы гранулитовой фации здесь неизвестны.

Углекислотные включения различных генераций изучались в кварце (рис. 5, а) и дистене (рис. 5, б) и обнаружили ряд особенностей. В первую очередь, как это видно из гистограмм рис. 5, а, б, в, углекислота в них имеет значительно большую плотность, чем это предсказывается моделью регионального метаморфизма погружения. Среди первичных включений обычными являются «переуплотненные» ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  меньше  $0,85 \text{ см}^3/\text{г}$ ), а в некоторых зонах вторичных включений отмечены очень низкие до  $-44,5^{\circ}\text{C}$  температуры гомогенизации ( $V$  уд.  $\text{CO}_2$  до  $0,88 \text{ см}^3/\text{г}$ ). Отмечаются также необычно большие разбросы значений  $T_{\text{гом}}$  для отдельных зон и групп включений всех генераций (рис. 5, г, д), что связано, по-видимому, с интенсивными процессами аномализации.

Полученные данные полностью подтверждают вывод об образовании дистеновых гнейсов беломорского комплекса в результате низкоградиентного метаморфизма. Действительно,  $T-P$  области Б и Б' на рис. 2, б существенно сдвинуты в сторону высоких давлений и низких температур относительно  $T-P$  условий метаморфизма гранулитов Ханкайского массива и, тем более, относительно  $T-P$  параметров метаморфизма следующих за ними пород амфиболитовой фации. Высокие давления ( $8,5 \cdot 10^8$  Па по рис. 2, б) и относительно низкие (около  $650^{\circ}\text{C}$ ) температуры роста и преобразований кристаллов кварца и дистена обусловили консервацию в них очень плотных включений углекислоты как на прогрессивном, так и на регрессивном этапах метаморфизма. Широкое развитие процессов аномализации всех генераций включений и наличие зон очень плотных вторичных включений свидетельствуют о том, что метаморфизм изученных пород на регрессивном этапе сопровождался интен-

сивными тектоническими подвижками и, возможно, вариациями давления. Приведенный пример показывает, что исследование включений в породах разнотипных метаморфических комплексов требует применения различных методических приемов. В данном случае, когда анализ рис. 5, а—д оказался малоинформативным, нами применено детальное морфологическое и криометрическое исследование всех типов углекислотных включений в дистене и кварце, обращено пристальное внимание на аномальные включения.

Таким образом, флюидные (в частности, углекислотные) включения несут ценную информацию о метаморфических процессах. Полученные с их помощью данные позволяют не только фиксировать параметры равновесия метаморфической системы, но и проследивать эволюцию этих параметров во времени. Особенно ценной может оказаться корреляция данных термобарогеохимии с данными парагенетического анализа. Точная диагностика парагенезисов минералов, образовавшихся на различных этапах полиметаморфизма, в комплексе с изучением включений в минералах даст, как нам представляется, достаточно подробную картину динамики метаморфических преобразований пород. Более того, методы термобарогеохимии позволяют получать прямые данные о флюидном режиме и его эволюции в процессе метаморфизма. Мы ограничились исследованием лишь углекислотных включений, как наиболее распространенных в метаморфических минералах. Изучение других типов включений, несомненно, существенно расширит информацию о метаморфическом флюиде. Выделение различных генераций включений в минералах может оказать помощь при изучении явлений полиметаморфизма и в разработке моделей метаморфизма для конкретных регионов, как это показано для районов Дальнего Востока и Балтийского щита. Важной информацией, получаемой с помощью включений, являются оценки давления при метаморфизме. Большую информацию о температурной эволюции метаморфических систем могут принести исследования раскристаллизованных включений расплавов в гранитах, чарнокитах и мигматитах (если известно время их отделения от метаморфической системы) и изучение включений, образовавшихся на регрессивной ветви эволюции метаморфизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакуменко И. Т., Каляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.— ДАН СССР, 1967, т. 175, № 5.
2. Бакуменко И. Т., Соболев В. С. и др. Об условиях генерации и кристаллизации анатектических магм при метаморфизме (по данным изучения расплавленных включений).— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.

3. Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Метаморфогенные включения в минералах пород гранулитовой фации Ханкайского массива.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 5.
4. Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Флюидные включения в минералах пород Беломорского комплекса.— ДАН СССР, 1982, т. 266, № 6.
5. Варгафтиг Н. В. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., 1963.
6. Варганова Н. С. Щербакова З. В. О температурах постмагматических процессов в гранитах.— ДАН СССР, 1964, т. 159, № 6.
7. Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т. О высокотемпературном пневматолитовом кварце Золотой горы.— ДАН СССР, 1964, т. 159, № 5.
8. Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2. М.: Наука, 1970.
9. Долгов Ю. А., Симонов В. А. Исследование газожидких включений при нагревании выше температур гомогенизации.— В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975.
10. Земная кора восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1978.
11. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978.
12. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности, 1940. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 12.)
13. Лаврентьева И. В. Фазовое соответствие в системе кордиерит—гранат—биотит. Автореф. канд. дис. Черноголовка, 1981.
14. Летников Ф. А., Глебовицкий В. А. и др. Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980.
15. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
16. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наукова думка, 1978.
17. Никольский Н. С. Параметры равновесных флюидных систем.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2.
18. Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В. Контроль состава магматического и метаморфического флюида в глубинах Земли.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979.
19. Перчук Л. Л., Мишкин М. А. и др. Термодинамические параметры метаморфизма Ханкайского массива.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып. 9. М.: Наука, 1980.
20. Рябин В. А., Остроумов М. А., Свит Т. Ф. Термодинамические свойства веществ. Л.: Химия, 1977.
21. Рябчиков И. Д., Соловова И. П., Бабанский А. Д. Изучение расплавленных включений в искусственных минералах.— Геохимия, 1981, № 12.
22. Симонов В. А. О включениях в искусственном содалите. Тез. 6 Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Т. 1, Владивосток, 1978.
23. Соловова И. П., Рябчиков И. Д. и др. Включения высокоплотной  $\text{CO}_2$  в мантйных пердолитах.— ДАН СССР, 1982, т. 263, № 1.
24. Соколюшкин В. Е. Электронная микроскопия включений минералообразующей среды в кварце.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1.
25. Таблицы физических величин. М.: Атомиздат, 1976.
26. Томиленко А. А., Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Криметрия включений в породах чогарского глябинного метаморфического комплекса (Восточная Сибирь).— ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5.
27. Томиленко А. А. Физико-химические условия метаморфизма и анатексиса пород некоторых районов Советского Союза (по включениям в минералах). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1979.
28. Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А. и др. О включениях минералообразующих сред в минералах, синтезированных из расплавов.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 3.
29. Хлестов В. В. Флюидный режим земной коры и мантии.— В кн.: Геодинамические исследования, № 3. М.: Наука, 1975.
30. Хлестов В. В., Лепезин Г. Г. Проблема регрессивного метаморфизма и сохранность высокотемпературных минеральных ассоциаций.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
31. Цикличность и направленность метаморфических процессов. Л.: Наука, 1976.
32. Шкодинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезис мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск, 1976.
33. Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов.— Геол. и геофиз., 1976, № 2.
34. Bottinga I., Richet P. High pressure and temperature equation of state and calculation of the thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide.— Amer. J. Sci., 1981, v. 281.
35. Guilhaumou N., Dhameincoürt P. et al. Etude des inclusions fluides du systeme  $\text{N}_2\text{-CO}_2$  de dolomites et de quartz de Tunisie septentrionale Donnees de la microcryoscopie et de l'analyse a effet Raman.— Geochim. et cosmochim. acta, 1981, v. 45, N 5.
36. Hensen B., Green D. Experimental study of the stability cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1972, v. 35, N 4; 1973, v. 38, N 2.
37. Hollister L., Burruss R. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, N 2.
38. Luckscheiter B., Morteani G. Microthermometrical and chemical studies of fluid inclusions in minerals from the penninic rocks of the central and western Tauern Window (Australia/Italy).— Lithos, 1980, v. 13, N 1.
39. Verhoogen I. Ionic diffusion and electrical conductivity in quartz.— Amer. Mineral., 1952, v. 37.



И. А. Резанов

## ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕСТЕ ОКЕАНОВ В СТРУКТУРЕ ЗЕМЛИ

Рассмотрены возникновение и эволюция трех групп гипотез о происхождении океанов: 1) океаны как опустившиеся материки; 2) океаны как древнейшие образования, постепенно сокращающие свою площадь за счет роста материков; 3) океаны образуются при раздвижении материков. В истории изучения океанов выделяются два этапа. Первый, охватывающий вторую половину XIX и первую половину XX веков, характеризуется господством историко-геологической концепции при расшифровке генезиса океанов. Второй этап охватывает три последних десятилетия, когда геофизическими методами было установлено раз-

личие в строении земной коры под континентами и океанами и проводилось широкое изучение геофизических полей океанов. Показано, что появление гипотезы тектоники плит связано с интенсивным изучением океанов геофизическими методами на фоне отставания геологических исследований. Развернувшийся широким фронтом в 70-е годы драгирование и бурение дна океана постепенно ликвидируют это отставание, и следует ожидать, что в будущем при расшифровке истории океанов геологи будут опираться, как и на континентах, прежде всего на историко-геологические материалы.

«Пока мы не знаем, был ли Тихий океан всегда морем или временами и континентом... нельзя твердо прокламировать истинность какой-либо тектонической теории».

*С. Вубнов, 1931.*

Одной из остро дискутируемых сейчас проблем является природа океанов. Высказанные ранее и разрабатываемые сейчас гипотезы об образовании океанов делятся на три группы. К первой относятся гипотезы о формировании океанических котловин на месте бывших континентов. Во вторую входят представления о том, что океаны первичны и существуют со времени образования планеты, постепенно уменьшая свою площадь за счет роста континентов. К третьей относятся гипотезы дрейфа материков, согласно которым континентальная кора разрывается, а в образовавшихся пространствах формируется океаническая котловина с тонкой корой океанического типа.

### ОКЕАНЫ — ОПУСТИВШИЕСЯ МАТЕРИКИ

Еще Ч. Дарвин писал, что задолго до кембрийской эпохи континенты могли быть там, где ныне простираются океаны, и наоборот, океаны могли существовать там, где ныне находятся континенты.

Вопрос о месте океанов в структуре Земли стал актуальным после возникновения представлений о геосинклиналях и платформам.

Впервые его поставил Э. Зюсс, показавший различия в строении атлантического и тихоокеанского побережий. Первое ограничено разломами, а второе — геосинклинальным поясом, расположенным на границе континента и океана. Связывая образование атлантического побережья с разломами, Э. Зюсс полагал, что формирование этого океана вызвано опусканием существовавшей на его месте суши. Факт обнаружения на одном из островов Тихого океана известняков мелового возраста привел к мысли о геологически недавнем опускании его дна. Подробно характер обрушения суши и формирования на ее месте глубоководных впадин рассмотрен Э. Зюссом на примере Средиземного моря. Им прослежены стадии обрушения континентальных массивов и возникновение морских бассейнов на месте Эгейского и Черного морей. Таким образом Э. Зюсс обосновал концепцию, согласно которой океаны рассматриваются как впадины, возникшие на месте материков.

В конце XIX и в первые два десятилетия XX веков эти представления получили дальнейшее развитие в работах американских и европейских геологов О. де-Гера, Дж. Леконта, Э. Ога, Л. Кубера. О. де-Гер еще в конце

прошлого века объяснял происхождение Северной Атлантики путем оседания континента, остатками которого являются Гренландия и Шотландия. Э. Ог рассматривал Атлантический океан как геосинклиналь, формирующуюся на месте поперечных океану структур. Происхождение других океанов Э. Ог объяснял иначе: «...Индийский океан является впадиной, образовавшейся вследствие провала на месте Австрало-Индо-Малгашского континента... Что же касается Арктического океана, то он, вероятно, представляет впадину, существующую с самых древних времен, причем он увеличился в сторону Атлантического океана путем ряда оседаний, между которыми остались в виде выступов остатки Североатлантического континента — Гренландия, Шпицберген и Земля Франца Иосифа» [12, с. 457]. Тихий океан Э. Ог также рассматривал как континентальную область, затопленную морем: «Многие факты дают нам основание предполагать, что некогда и здесь (на месте Тихого океана — *И. Р.*) находился континент, вокруг которого образовался громадный пояс третичных складок» [12, с. 457].

Л. Кобер (1921 г.) происхождение океанических впадин связывает с тем, что земная кора, прогибаясь под тяжестью накопившихся в геосинклинали осадков, опускается и увлекает на глубину части прилежащих континентальных массивов. Атлантический океан занял область опустившегося мезозойского орогена, а срединный океанический хребет представляет собой ось этого орогена. На месте Тихого океана обрушившиеся геосинклинали захватили окруженные ими континентальные массивы (платформы). Таким образом, ведущим процессом при образовании океанических впадин Л. Кобер считал опускание орогена, но одновременно допускал и формирование океанов на месте континентальных массивов. Вместе с тем Л. Кобер допускал возможность роста континентов за счет океанов. В. Бухер (1933 г.) считал, что на дне океанов развиты те же структуры, что и на материках. По представлениям Ч. Шухерта (1923 г.), геосинклиналь развивается на границе континента с окраинными глыбами (бордерлендами), расположенными по окраине океанов. Существование суши в местах, где позже сформировался океан, Ч. Шухерт аргументировал сносом обломочного материала со стороны океана. Концепция бордерлендов явилась развитием взглядов Э. Ога и его последователей о расположении геосинклинали между континентальными массивами, один из которых позже погрузился и превратился в океан.

По М. М. Тетяеву, «...между континентами и океанами существуют явные взаимопереходы и [что], в сущности говоря, дно океанической впадины и поверхность континента качествен-

ного различия не представляют... Ряд признаков показывает, что на месте океанических впадин были континенты» [15, с. 71].

Близкие представления развивал Д. И. Мушкетов: «...трудно присоединиться к тем гипотезам, которые рассматривают дно океана как нечто совершенно иное, чем материка, как обнаженную поверхность подкоровой пластической симатической массы. Почти несомненно, что оно тектонически столь же разнообразно, как и современные материка, и так же как они не представляет собой постоянных элементов земного рельефа. Как из морских глубин поднимались и поднимаются новые складчатые цепи, точно так же ранее образовавшиеся могут обрушаться, опускаясь под уровень океана» [10, с. 770—771].

А. Д. Архангельский [1] рассматривал океаны как опустившиеся платформы и складчатые сооружения. Он полагал, что на месте северной части Атлантического океана располагалась древняя геосинклинальная область. В целом Атлантический океан, по его мнению, представлял собой сложное гетерогенное образование, части которого до возникновения впадины имели различную геологическую структуру и возникли в разное время. В Тихом океане им выделены крупные структурные элементы, похожие на платформы, ограниченные горно-складчатыми поясами.

Г. Штилле (1940 г.) рассматривал Атлантический океан как молодое образование, существующее с мелового периода, частично с палеогена. Он пришел к выводу, что Атлантический океан включает разнородные элементы: древнюю Лаврентию, каледониды Северной Европы, продолжение Средиземноморского Тетиса и погружившуюся сушу между Африкой и Бразилией. В статье «Пра- и неоокеаны», опубликованной в 1945—1946 гг., Г. Штилле начал обзор проблемы происхождения океанов с анализа геологического разреза континентов, чтобы показать, что «первобытные мировые океаны не могли находиться на месте, занимаемом современными континентами, скорее мы должны искать их внутри тех областей, которые и теперь еще представляют глубоководные бассейны» [17, с. 593]. Допуская временное появление на континенте условий грубоководного бассейна, он исключал возможность превращения океана в континент. Противоположный же процесс — превращение континента в океан — вполне вероятен. Это следует из выделенных им трех типов крупных элементов земной коры: континентов (поднятых кратонов), субокеанических погруженных кратонов и ортогеосинклиналией.

Г. Штилле выделил два типа океанов: пра- и неоокеаны. К праокеанам, которые существовали как глубоководные бассейны до кембрий-

ского периода, он относил Тихий, Арктический, а также три участка в Атлантическом океане (Праскандик, Северная Приатлантика и Южная Приатлантика). Неоокеаны расположены в пределах праокеанов. К ним относятся Индийский и значительные пространства Атлантического океана, а также Филиппинское море. Они намного моложе праокеанов. Так, опускание Индийского океана, по Г. Штилле, началось в позднем палеозое и завершилось в конце мезозоя.

К 1945 г. было накоплено значительное количество геофизических данных о различии в строении коры континентов и океанов, и Г. Штилле вынужден был говорить «...о значительном перемещении глубоко залегающих в земной коре или подкорковых сиалических масс» [17, с. 601]. В представлениях Г. Штилле о перетекании сил из-под образующегося океана в сторону континента можно видеть зачатки гипотезы океанизации.

Идеи о сходстве геологической истории континентов и океанов развивал В. В. Белоусов [3]. Обратив внимание на продолжение материковых структур в пределы океана (переход Индо-Гангского передового прогиба в Яванский глубоководный и др.), он писал, что указанные примеры «с полной очевидностью показывают, что тектонические условия материков непрерывно продолжаются и на дне океанов, причем в этом отношении никаких принципиальных различий между материками и океанами нет... Мы получаем возможность рассматривать Землю как космическое тело, тектонически однородное в том смысле, что все участки земной коры проходят через одни и те же стадии структурного развития, причем проходят их, по-видимому, если не вполне, то почти синхронно» [3, с. 494].

У Н. С. Шатского нет специальных работ, посвященных происхождению океанов. Однако в его высказываниях можно найти мысли, относящиеся к рассматриваемой проблеме. В докладе «Движения земной коры и их происхождение», прочитанном в 1958 г., Н. С. Шатский выделил в качестве одного из типов движений движения оседания, к которым он отнес устойчивые опускания, вызывающие образование синеклиз на древних платформах. Движения этого типа характерны для послерифейского времени, тогда как раньше на платформах преобладали движения другого типа — поднятия. Связывая движения оседания с уплотнением мантии, Н. С. Шатский говорил о том, что эти движения имеют много общего с процессами океанообразования. Идея Н. С. Шатского — видеть единую причину как в образовании океанов, так и в формировании платформенных впадин — в последние годы находит подтверждение. Об этом свидетельствует ус-

тановление по периферии океанов гигантских зон периокеанических опусканий. Эти зоны объединяют черты, свойственные как океанам, так и платформенным впадинам, — они занимают краевые части океанов, но в то же время являются областями мощного осадконакопления.

Представления Г. Штилле о разном возрасте океанов нашли поддержку в работах А. Н. Мазаровича и М. В. Муратова, а позже Ю. М. Пушаровского. А. Н. Мазарович считал, что существуют два типа океанических впадин: «Один из них характеризуется большой древностью своего происхождения... Сюда относится Тихий океан внутри андезитовой линии... а также восточная часть Индийского океана и, по-видимому, глубинная часть Северного Ледовитого океана... Эти впадины — свидетельство первичного состояния земного шара, когда последний был с поверхности заключен в симатическую литосферу... Второй тип океанических впадин расположен внутри области сиалической коры. Сюда относятся Атлантический океан, западная часть Индийского и периферическая часть Тихого океанов. Упомянутые выше океаны имеют геосинклинальную природу» [8, с. 112—113]. А. Н. Мазарович называл океаны второго типа «океаны — геосинклинали», считая, что они свойственны лишь нынешней геологической эпохе.

М. В. Муратов выделил в тектонической эволюции земной коры два процесса: «Первый из них направлен к созданию сиалической земной коры. Это геосинклинальный процесс, который ведет к созданию на месте первичной океанической земной коры... геосинклинальных областей. От стадии островных дуг, где сиалическая земная кора имеет еще прерывистый характер, они развиваются к стадии сложно построенных геоантиклиналей и геосинклиналей... Процесс заканчивается образованием платформ, обладающих уже толстой и сплошной земной корой континентального типа... Второй процесс — разрушение массивов с континентальной корой и возникновение вторичных океанических впадин. Этот талассогенетический процесс ведет к перераспределению вещества земной коры, вероятно, к увеличению ее толщины под континентальными массивами за счет ее уменьшения под океанами» [9, с. 68].

В 50—60-е гг. концепция о вторичности океанических впадин развивалась школой тектонистов Геологического института АН СССР, основоположниками которой были А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский. По представлениям Н. П. Хераскова (1963 г.) значительные океанические площади возникли в результате опускания (океанизации) континентальных территорий. А. Л. Яншин и Г. Б. Удинцев (1966 г.)

возраст Тихого океана определили как докембрийский, а возникновение остальных считали следствием погружения материковых структур в конце мезозоя. Концепция образования океанов на месте континентов продолжала существовать и в 70-е гг. Так, И. Н. Казаков писал: «Начавшиеся в Гондване во второй половине мезозоя процессы океанизации, в кайнозое, особенно в плиоцене и раннем плейстоцене, охватили значительные участки Лавразии и тектонических поясов. В это время образовались центральная и северная части Атлантического океана, Северный Ледовитый океан, внутриконтинентальные моря Альпийского сектора мегапояса Тетис, окраинно-материковые моря и краевые Тихоокеанские котловины Тихоокеанского мегапояса» [5, с. 246].

В 70-е гг. число сторонников гипотезы океанизации сократилось. Это было вызвано тем, что с середины столетия получила распространение геофизическая концепция о мощной континентальной и тонкой океанической коре. Гипотеза океанизации должна была удовлетворительным образом объяснить процесс утонения коры. Считалось, что кора континентов состоит из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев. Возможно ли, чтобы мощная гранитно-базальтовая кора континентов смогла превратиться в тонкую базальтовую кору океанических котловин? В 60—70-е гг. для ученого, защищающего идею океанизации, было уже недостаточно ограничиться палеогеографическими реконструкциями; стало необходимым указать пути преобразования континентальной коры в океаническую. Первые мысли по этому поводу были высказаны Г. Штилле в 1945—1946 гг. Он предполагал, что при образовании океана происходит перетекание сил из-под океана в сторону континента. Х. Рамберг (1945 и 1964 гг.) считал, что опускание ложа океанов и геосинклиналей связано с экструзией огромных количеств основной лавы и внедрением базальтовых силлов в кору. Если расплавленная лава окажется легче, чем кристаллические породы коры, то последняя будет в ней тонуть. Дж. Гиллули (1952 г.), объясняя образование прогибов на Атлантическом шельфе Северной Америки, пришел к выводу об утонении коры вследствие ее эрозии снизу. Такую «подкорую эрозию» он связывал с возможными течениями в мантии, направленными под континент. Однако предложенный им механизм «эрозии» сейчас не может быть принят, так как не объясняет причины, заставившей более легкий, богатый кремнеземом и щелочами материал коры погрузиться в более плотную мантию.

Серьезный вклад в проблему образования океанов внес Р. В. Беммелен. По его представлениям, процесс «океанизации», как он назвал

явление преобразования континентальной коры в океаническую, может осуществляться двумя путями. Первый путь, предложенный им в 1954 г., это трансформация (базификация) континентальной коры, вызываемая поступлением в нее магния, кальция и железа из глубин Земли. Второй возможный путь — многократные и крупные внедрения базальтовой магмы в континентальную кору, а также излияние базальтов на ее поверхность, которые приводят к увеличению плотности коры и ее погружению.

В. В. Тихомиров (1958 г.) объяснял океанизацию континентальной коры процессами метасоматоза — действием сквозьмагматических растворов, вызывающих магматическое замещение. Он полагал, что в зонах погружения коры возникают метасоматические процессы, обратные тем, которые характерны для зон вздымания, где проявилась гранитизация. По В. В. Тихомирову, процесс базификации может происходить в твердой фазе при относительно невысоких температуре и давлении в результате воздействия ферромагнезиальных растворов, поступающих из ультраосновной мантии Земли. В результате метасоматической базификации сиалическая толща преобразуется сначала в породы основного, а затем ультраосновного состава и приключается к мантии. Утяжеленный блок опускается, вызывая образование океана. В. В. Тихомиров отметил слабые стороны разрабатываемой им гипотезы. Во-первых, трудно найти на Земле места концентрации избыточного алюминия и щелочных элементов, которые должны выноситься в процессе метасоматического превращения погружающегося сиалического блока. Во-вторых, откуда взялась соленая вода, заполнившая возникшие океанические впадины?

По Ю. А. Косыгину, процесс океанизации «мог осуществляться путем обильных послонных и трещинных излияний магмы (имеются в виду основная и ультраосновная магмы) в погружающиеся блоки осадочной оболочки континентального типа... При этом осадочная оболочка увеличивалась бы в объеме, весе и плотности. В измененной этими процессами осадочной оболочке должны сохраниться в какой-то мере хотя бы реликты ее прежней «континентальной» (геосинклинальной, складчатой) структуры, которая, возможно, будет обнаружена тонкими и точными геофизическими наблюдениями на уровнях «базальтового» слоя и мантии под океанами» [7, с. 464].

В. В. Белоусов (1967 г.) как и Х. Рамберг объяснял переработку континентальной коры разогревом некоторых областей верхней мантии до полного плавления их ультраосновного материала. Основной и ультраосновной расплавленный материал выливался на поверх-

ность коры и внедрялся в нее по трещинам, расчленив ее на глыбы. Последние тонули под его тяжестью и погружались в мантию. Наступал процесс перемешивания, дезинтеграции и растворения погружившихся обломков коры в слое мантии толщиной несколько сотен километров. В конечном счете континентальная кора подверглась полному разрушению, а на ее месте формировалась новая тонкая кора, состоящая из слоя воды сверху и излившихся и внедрившихся в более ранние излияния осевых и ультраосевых пород снизу.

В 70-е гг. идея океанизации продолжала развиваться в двух направлениях. Во-первых, приводились новые палеогеологические доказательства былого существования континентальных условий на месте теперешних океанических впадин. Во-вторых, предлагался более совершенный глубинный механизм, объясняющий преобразование континентальной коры в океаническую. В 60-е гг. началось интенсивное изучение дальневосточных морей СССР. Г. Б. Удинцев (1957 г.) показал, что рельеф дна Охотского моря формировался в континентальных условиях, а затем был глубоко погружен. В. В. Белоусовым (1960 г.) и А. В. Горячевым (1966 г.), Б. А. Петрушевским (1964 г.), Е. М. Рудичем (1962 г.) и др. созданы палеогеологические реконструкции, свидетельствующие, что на месте Охотского и Японского морей в конце мезозоя — начале кайнозоя была суша. Позже эти представления были развиты И. К. Тузовым, К. Ф. Сергеевым и др. Аналогичные представления высказывались Е. Е. Милановским [11] на материале Северной Атлантики.

В последнее десятилетие получены материалы бурения скважин на дне океанов. Они указывали на грандиозные (3—6 км) опускания океанического дна всех океанов, захватившие акваторию площадью в  $10^6$  км<sup>2</sup>. Такие опускания наиболее распространены по окраинам океанов и свидетельствуют о расширении океанических пространств за счет материков. Эти факты нашли отражение в борьбе идей. Защитники океанизации видели в них подтверждение своих взглядов.

Двойственную позицию в отношении природы океанов заняли К. В. Боголепов и Б. М. Чиков. По их представлениям «океанические плиты... образуются, во-первых, за счет структурной перестройки плит атлантического типа в ходе раздвигов океанического ложа и горизонтального перемещения литосферных пластин (по-видимому, так формировалась преобладающая часть Тихого океана); во-вторых, за счет встречного процесса обрушения и „багификации“ раздробленных окраинных частей континентальных сегментов (как в окраинных частях ложа Атлантического океана)» [4, с. 226].

Продолжали развиваться и представления о глубинном механизме переработки континентальной коры в океаническую. По И. В. Корешкову (1975 г.), формированию океанических впадин предшествуют сводообразные поднятия древних платформ, в результате чего с них эродируются значительные мощности пород и верхний (гранитный) слой оказывается почти полностью уничтоженным. В случае проявления массового вулканизма и выноса энергии сводообразование прекращается, и на месте бывшего свода образуется лишенная гранитного слоя глубоководная впадина. Близкие взгляды изложены позже Е. А. Долгиновым (1979 г.). И. А. Резанов [13] обратил внимание на то, что глубоководные океанические котловины образуются преимущественно на месте древних платформ. Геосинклинальные прогибы менее подвержены океанизации и выступают в качестве островов и подводных возвышенностей. Такая избирательность процесса океанизации открывает широкие возможности при разработке принципов тектонического районирования дна океанов.

Концепция об океанах как погружившихся материках возникла на базе исторической геологии одновременно с образованием этой науки. За столетний период эта гипотеза постоянно находила подтверждения (палеогеологические реконструкции, изучение рельефа дна океанов, глубоководное бурение), а противоречили ей геофизические данные о разном строении коры под континентами и океанами.

## МАТЕРИКИ РАСТУТ ЗА СЧЕТ ПЕРВОЗДАННЫХ ОКЕАНОВ

И. В. Батюшкова видит истоки этой концепции во взглядах Ж. Кювье и Ч. Ляйеля, считавших, что материки поднялись из некогда покрывавшего всю планету океана. По Д. И. Мушкетову, «учение о постоянстве океанов является по преимуществу американским и наиболее определено было сформулировано еще Дэна: „Что было однажды континентом, всегда оставалось континентом, а что было океаническим бассейном, продолжало быть бассейном”» [10, с. 771]. Ярким выражением гипотезы перманентности океанов И. В. Батюшкова считает работу Б. Виллиса (1910 г.): «Основной его принцип заключается в следующем: большие океанические бассейны являются постоянными элементами земной поверхности и существовали там же, где они находятся теперь. Контур их медленно изменялся после заполнения водой» [2, с. 63]. Близкие взгляды развивал И. Д. Лукашевич (1911 г.), считавший, что материки образовались вследствие сокращения и частичного утолщения океаниче-

ской коры. Принцип нарастания материков за счет океана был высказан Э. Зюссом и поддержан М. Бертраном.

После того, как в начале XX столетия теория геосинклиналей получила широкое признание, стала развиваться концепция, объединяющая: а) взгляды о перманентности океанов и б) представления о геосинклиналях. Некоторые исследователи геосинклинальный процесс рассматривали как механизм, приводящий к увеличению площади материков за счет океанов.

Э. Ог был первым, кто рассматривал океаны как развивающиеся геосинклинали. Л. Кюбер (1921—1928 гг.) считал, что зародышевые континентальные массы нарастают в результате постепенного припаивания к ним новых поясов горных цепей (орогенные кольца) и в конце концов спаиваются в более обширные континентальные области. По Э. Краусу (1928 г.), нарастание сиалы происходит за счет материала, получаемого от дифференциации базальтовой магмы («сиальмы»), которая распадается на «саль» и «симу».

Шире рассматриваемая концепция изложена Р. В. Беммеленом в 1931—1934 гг. Он различал три типа образований на земной поверхности: 1) континенты, характеризующиеся толстой сиалической корой; 2) океаны, где сиалическая кора местами отсутствует; 3) геосинклинали или орогенные области, имеющие тонкую сиалическую кору, и где активно протекает магматическая дифференциация. В геосинклиналях происходит постепенное разрастание сиалической коры, и они причленяются к континенту. В гипотезе Р. В. Беммелена можно видеть первую попытку рассматривать преобразование первичной океанической коры в материковую посредством геосинклинального процесса.

Г. Штилле в 1945 г. выдвинул представление о существовании помимо молодых также и древних «первобытных» океанов, к которым он относил Тихий океан. Еще раньше Штрауб (1928 г.) писал, что дно Тихого океана скрывает в себе громадную затвердевшую первозданную массу, заставившую молодые цепи альпийского орогена огибать ее. Представление о большой древности Тихого океана было поддержано А. Н. Мазаровичем и М. В. Муратовым, а в последние годы Ю. М. Пушаровским. Представления о том, что глубоководные области дна океанов представляют собой реликты первичной земной коры, развивали В. Г. Бондарчук (1961 г.) и В. Е. Хаин (1961 г.).

По Н. П. Васильковскому (1964 г.), после образования Земли на ней повсеместно существовала тонкая океаническая кора, покрытая маломощным слоем воды. Первые континенты возникли лишь в начале рифея (1,5 млрд. лет назад), затем начался их рост. Площадь океа-

нов сокращалась, вода концентрировалась на меньшей площади и толщина водного слоя возрастала. Если в архее средняя глубина Мирового океана была всего 800 м, то к началу палеозоя в связи с образованием материков глубина достигла 3380 м, а в начале кайнозоя — 5063 м. Столь формальный подход к геологической истории планеты вызывает серьезные возражения: Если следовать представлениям Н. П. Васильковского, то каждый материк должен был состоять из древнего ядра, закономерно обрастающего все более молодыми складчатыми зонами. Однако такая картина, и то не полностью, наблюдается лишь в пределах Северной Америки.

Концепция о постоянстве континентов и океанов изложена в 1969 г. Ф. Кингом: «...Коренное различие в составе между континентальной и океанической корой говорит о том, что океанические бассейны по крайней мере столь же устойчивы во времени, как и континентальные платформы. Кажется маловероятным, чтобы какие-либо континентальные территории прошлого могли превратиться в океанические бассейны, так как трудно допустить возможность превращения какими-либо известными геологическими процессами континентальной сиалы в океаническую симу» [6, с. 23]. Ф. Кинг считал, что геосинклинальный процесс приводит к росту континентов за счет океанов: «Все приращения к континенту в палеозойское и более позднее время возникали вдоль его современных окраин... Эти области были первоначально океаническим дном, но в течение последних 2 млрд. лет земной истории были консолидированы в горные пояса и привлечены к континентальной коре» [6, с. 27]. П. Н. Кропоткин (1953, 1956 гг.), опираясь на имевшиеся к тому времени геофизические материалы о тонкой океанической коре, рассматривал ее как первичную и видел в островных дугах начальную стадию геосинклинального процесса, приведшего к образованию континентальной коры. Н. А. Богданов (1969 г.) рассматривал складчатые сооружения, расположенные по периферии Тихого океана, в качестве геосинклиналей, возникших на океанической коре. Он дал им название «талассогеосинклинали», считая, что они первоначально были сходны с современными океаническими желобами. Талассогеосинклинали формировались в палеозое и мезозое на месте первичной океанической коры. Близкие представления развивались М. С. Марковым (1970 г.). Он полагал, что островные дуги формируются на коре океанического типа, еще не проходившей геосинклинальную стадию. Процесс развития островных дуг и приводит к образованию «гранитного» слоя и формированию континентальной коры на месте первичной океанической.

История концепций о росте материков за счет океанов подразделяется на два этапа. В первый, охватывающий конец XIX и первую половину XX веков, эта концепция не была ведущей. Время от времени она высказывалась отдельными геологами (Б. Виллис, Л. Кобер, Р. Беммелен), однако не получала широкой поддержки. В те годы ученые практически ничего не знали о строении и геологической истории морского дна, и потому рассматриваемая концепция, базирующаяся на основе некоторых общих представлений, казалась малоубедительной. Обстановка изменилась к середине 50-х гг., когда получила признание геофизическая схема типов коры. Различия в составе и толщине континентальной и океанической коры объяснялись увеличением мощности тонкой океанической коры в результате геосинклинального процесса и превращением ее в континентальную. Примером этого процесса служили складчатые цепи, обрамляющие Тихий океан. Концепция эта одновременно и независимо была сформулирована в СССР П. Н. Кропоткиным и в США Ф. Кингом. Дальнейшие исследования лишь детализировали созданную ими схему.

## ОКЕАНЫ — РАЗДВИНУВШИЕСЯ МАТЕРИКИ

Концепция, объясняющая образование океанов путем раздвижения континентов, сформулирована в 1912 г. А. Вегенером. Основной причиной ее появления явились геофизические материалы, свидетельствовавшие о различном строении континентов и океанов. Отправным пунктом при ее построении послужило сходство очертаний противоположных берегов Атлантического океана. Сходство очертаний берегов Атлантического океана было замечено задолго до А. Вегенера. Ряд исследователей как за рубежом (Ж. Бюффон, Г. Веттштейн, Ф. Тейлор и др.), так и в нашей стране (Е. В. Быханов) высказывали мысль о том, что атлантические берега Африки и Южной Америки, бывшие некогда вместе, разъехались. Однако лишь в трудах А. Вегенера впервые дано геолого-геофизическое обоснование гипотезы дрейфа материков, что дает основание связывать появление мобилизма с его именем.

Кроме сходства очертаний материков А. Вегенер использовал для подтверждения своих взглядов имевшиеся к тому времени геофизические, геологические, биологические, палеоклиматические и геодезические данные. Опираясь на геофизические данные, А. Вегенер ввел в свои рассуждения ряд допущений. Установленный маятниковыми измерениями дефицит массы под континентами он объяснил тем, что там на значительную глубину распространен

«сиаль», тогда как под океанами этот слой отсутствует, и там непосредственно под осадками залегают «сима». Сопоставив геофизические характеристики разрезов с соответствующими физическими характеристиками различных горных пород, А. Вегенер произвел геологическую интерпретацию геофизических измерений. Переход от физической модели коры к геологической позволил ему построить схему, где более легкие сиалические глыбы континентов плавали в более полном симатическом субстрате. Складчатые горные цепи, по А. Вегенеру, возникли перед фронтом движущегося материка. Так, отодвижение к западу Северной и Южной Америк создало вдоль их западных окраин цепи Анд и Кордильер. К объяснению горообразования и складкообразования А. Вегенер отнесся чисто механически, не учитывая геологической истории тех мест, где впоследствии проявился орогенез. Концепция о геосинклиналях — зонах мощного осадконакопления, складчатости, магматизма — осталась за рамками его гипотезы. А. Вегенер показал, что имевшиеся в его время данные других наук не противоречат предложенной гипотезе. Это создавало впечатление ее правдоподобия, и читатель постепенно забывал о том, что вся концепция мобилизма имеет право на существование лишь в том случае, если геологическое истолкование физических параметров Земли было правильным и имеются объяснения действия сил, способных привести материк в движение.

После выхода книги А. Вегенера началась полемика. До 60-х гг. идеи мобилизма не пользовались широким признанием и нередко подвергались уничтожающей критике. Лишь в работах немногих исследователей, и прежде всего А. Дю-Тойта, мы находим поддержку мобилизма. Причина негативного отношения к гипотезе А. Вегенера заключалась в том, что геологи тех лет в своих построениях опирались на историко-геологические материалы, а последние приводили к выводам о неподвижности материков. Геофизических данных в то время было еще мало, часто они не принимались во внимание или же допускали различную интерпретацию.

Различия в геофизических характеристиках коры континентов и океанов, установленные в 40-е гг., послужили толчком к возрождению мобилизма. При объяснении механизма изостазии возникло представление о подкоровых течениях. Гипотеза, основанная на механизме горизонтальных течений в мантии, сформулирована в 1946 г. А. Холмсом. Как отметил В. Е. Хаин, «схема подкоровых течений Холмса во многом предвосхитила значительно более поздние построения сторонников гипотезы расширения океанического дна» [16, с. 456]. В на-

шей стране с 1958 г. идеи мобилизма пропагандирует П. Н. Кропоткин. Его переход на позиции дрейфа материков вызван прежде всего появлением палеомагнитных данных, указывающих на относительные смещения материков.

В становлении концепций плитной тектоники В. Е. Хаин выделяет следующие стадии: 1) возникновение идеи о том, что рифтовые зоны по оси срединно-океанического хребта отвечают исходной трещине, от которой происходит расширение дна океана (Дитц, 1961 г., Хесс, 1962 г.); 2) формулировка гипотезы о том, что линейные знакопеременные магнитные аномалии возникли вследствие намагничивания базальтов, образующихся в результате спрединга (Вайн, Метьюс, 1963 г.); 3) выдвигание представлений о трансформных разломах, по которым предполагаются крупные горизонтальные смещения коры (Вильсон, 1965 г.); 4) датировка возраста океанической коры по шкале инверсий магнитного поля (Хейртцгер, Хайес, 1967 г.); 5) привлечение данных о динамических параметрах очагов землетрясений для оценки напряжений в срединно-океанических хребтах (1967 г.); 6) формулировка геометрической схемы расширения океанического дна в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, подчиненной определенным «полюсам расширения» (1967 г.); 7) публикация в 1968 г. серии обобщающих статей с развернутым изложением новой концепции. «С момента выхода в свет перечисленных работ, — писал Хаин, — началось небывалое быстрое в истории нашей науки распространение новых идей, вскоре завоевавших на свою сторону подавляющее большинство геологов и геофизиков в США, Канаде и Великобритании и определенную часть французских исследователей» [17, с. 6].

В настоящей статье нет необходимости излагать сущность этой концепции, поскольку она хорошо известна. Отметим только, что число литосферных плит, направление и скорость их перемещения у разных авторов сильно варьируют. Идеи «новой глобальной тектоники» завладели умами многих ученых, изучающих Землю. Однако в последние годы заметно определенное охлаждение к ней. Все чаще появляются публикации, в которых приводятся доводы против этой концепции, факты, не укладывающиеся в предложенные схемы раздвижения океанического дна. С критикой гипотезы выступили А. Мейерхоф, В. В. Белоусов, Ю. М. Шейманн, В. И. Смирнов, Б. А. Петрушевский, О. К. Леонтьев, И. В. Кириллова, А. А. Пронин, Н. И. Николаев, Е. М. Рудич, И. И. Чебаненко, В. В. Орленок и др.

Остановимся на том, как решается вопрос о месте океанов в структуре Земли с позиций тектоники плит. Согласно этой концепции воз-

раст дна океанов определяется временем излияния базальтов, которые рассматриваются как древнейшие геологические образования океана. Начало их излияния открывает историю океанических пространств.

Новейшие успехи в геологическом изучении дна океанов нашли отражение в споре двух противоборствующих концепций: большая часть вновь полученных данных оказалась в противоречии со взглядами мобилистов. В Тихом, Индийском, Атлантическом океанах глубоководными отложениями вскрыты скважинами осадки, образовавшиеся в мелководных и даже в континентальных условиях. Следовательно, на месте глубоководного океана раньше (50—150 млн. лет назад) был материк. Догадки Э. Зюсса, Э. Ога, Г. Штилле, А. Д. Архангельского, М. М. Тетяева и др., опиравшиеся на историко-структурный анализ, получили подтверждение. Это привело к тому, что некоторые исследователи, разрабатывавшие концепцию тектоники плит (М. Тальвани, Г. Б. Удинцев), теперь отказываются от ряда ее принципиальных положений.

Правда, в других случаях буровой снаряд, пройдя океанические осадки, остановился в базальтовых лавах, не достигнув мелководных отложений. Поэтому некоторые сторонники гипотезы тектоники плит не сдают позиции. Они вводят в концепцию новые осложнения, чтобы сделать ее непротиворечивой относительно данных о крупных опусканиях океанического дна.

В недалеком будущем геологическая история океанического дна будет расшифрована почти с той же детальностью и обоснованностью, что и история континентов, и сделано это будет на основе историко-структурного анализа, составляющего суть континентальной геологии. Бурение океанического дна, а затем подводное геологическое картирование позволят отказаться от условных понятий «первый», «второй», «третий» слои океанической коры и перейти на обычные в геологии представления (возраст отложений, их состав, степень дислоцированности и т. д.). Тогда геофизические данные по акваториям займут в науках о Земле то же место, что и данные по континентам, будут служить дополнительным материалом для более полного освещения геологической структуры, а горизонтальные движения на океаническом дне будут доказываться (или опровергаться) геологическими данными. Для некоторых участков океана это возможно уже сейчас — геологический анализ разрезов скважин, пробуренных в северо-восточной части Тихого океана, позволил И. А. Соловьевой [14] доказать, что предполагавшиеся по геофизике смещения дна с амплитудой 1000 км и более отсутствуют.



## ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1941.
2. *Батюшкова И. В.* История проблемы происхождения материков и океанов. М.: Наука, 1975.
3. *Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1948.
4. *Боголепов К. В., Чиков Б. М.* Геология дна океанов. М.: Наука, 1976.
5. *Казаков И. Н.* Геосинклинали и складчатые области. Л.: Недра, 1978.
6. *Кинг Ф. В.* Геологическое развитие Северной Америки. М.: ИЛ, 1961.
7. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1969.
8. *Мазарович А. Н.* Основы региональной геологии материков. Т. 1 и 2. М.: Изд-во МГУ, 1951, 1952.
9. *Муратов М. В.* Проблема происхождения океанических впадин.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1957, № 5.
10. *Мушкегов И. В., Мушкегов Д. И.* Физическая геология. Л.—М.: ОНТИ, 1935.
11. *Милановский Е. Е.* Проблема происхождения и развития структуры Северной Атлантики.— В кн.: Роль рифтогенеза в структуре Земли. Иркутск, 1977.
12. *Оз Э.* Геология. М., 1934.
13. *Резанов И. А.* Происхождение океанов.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 10.
14. *Соловьева И. А.* О природе разломов северо-восточной части Тихого океана.— Геол. и геофиз., 1976, № 11.
15. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники. М., 1934.
16. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
17. *Хаин В. Е.* О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, 1972, № 4.

*Институт истории естествознания  
и техники АН СССР  
Москва*

*Поступила в редакцию  
15 ноября 1982 г.*

В. В. Орленок

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ

Восстановлена палеогеография Мирового океана для различных периодов фанерозоя. Приводятся доказательства геологически молодого возраста (юра — мел) всех океанов. В Индо-Атлантическом сегменте заложение первичных морских бассейнов происходило вдоль будущих континентальных окраин с последующим вовлечением в прогибание срединной суши, располагавшейся в районе современных рифтовых хреб-

Палеогеография Мирового океана в различные периоды позднего фанерозоя восстановлена на основании результатов глубоководного бурения «Гломар Челленджер» и дальнейшего развития синтеза данных по физике Земли, выполненного ранее [18]. Это исследование стало возможным после выявления закономерностей эволюции гидросферы в последние 140 млн. лет [18].

Полученные доказательства геологически молодого возраста всех океанов и установление путей их эволюции в мезокайнозой в основных чертах были приведены В. В. Белоусовым еще задолго до триумфа океанского бурения. Еще в 1968 г., опираясь на скудные геологические данные того времени, В. В. Белоусов писал [4]: «...история океанов в их современном облике... началась лишь в меловом периоде» (с. 162) и далее: «Самым общим выводом является то, что различия между Тихим и другими океанами до сих пор часто преувеличивались... Все океаны образовались в современном виде и развились в течение верхнего мезозоя и кайнозоя как депрессии, наложенные на структуру окружающих материков... Нет никаких оснований считать геосинклиналь, окружающую Тихий океан, в какой-либо мере зависимой в своем местонахождении от последнего» (с. 164). И, наконец, «Срединные хребты в Атлантическом и Индийском океанах можно рассматривать как зоны, отставшие в опускании от окаймляющих их котловин» (с. 163).

Благодаря помощи Артура Майерхоффа, автор на протяжении многих лет имел возможность пользоваться оперативной информацией по бурению задолго до выхода томов Initial Reports. Пользуясь случаем, автор выражает глубокую признательность этому ученому.

Автор благодарит также Джойдес-Центр

тов. В Пацифике первые морские бассейны возникли в срединной области. Последующее увеличение их площади шло путем вовлечения в прогибание периферийной суши в направлении к современной континентальной окраине. Тектоническая активность тихоокеанской континентальной окраины, рифтовых хребтов и морей альпийского пояса маркирует фронт миоцено-четвертичной океанизации Земли.

Скрипссовского океанографического института в Калифорнии за систематическую информацию по океанскому бурению.

### УСТАНОВЛЕНИЕ ЯВЛЕНИЯ ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Важнейшим результатом глубоководного бурения «Гломар Челленджер» явилось установление среди осадков Мирового океана мелководных образований. Их возраст колеблется в широких пределах — от позднечурского (135—160 млн. лет) до позднемiocенового (6—10 млн. лет), а современная глубина залегания — от 0,5—1,0 до 6,0—7,0 км [36]. Мелководные отложения установлены в 149 из первых 498 скважин: 98 находятся на подводных возвышенностях и гайотах и 51 — в глубоководных котловинах Тихого, Атлантического и Индийского океанов (рис. 1).

Анализом современной гипсометрии древних мелководных образований установлено: чем древнее отложения, тем глубже они опущены относительно уровня моря (рис. 2).

Возраст и современная гипсометрия мелководных образований позволяют рассчитать среднюю скорость опускания дна Мирового океана за последние 140 млн. лет. Учитывая важность этого положения для дальнейшей изложения, напомним способ расчетов [18, 19].

Если  $H$  — современная глубина моря, а  $h$  — мощность осадков над мелководными отложениями (рис. 3), то, зная возраст  $t$  образования последних, можно найти среднюю скорость  $\bar{V}(t)$ , с которой данный участок дна опустился в последующее время

$$\bar{V}(t) = \frac{H+h}{t} \quad (1)$$

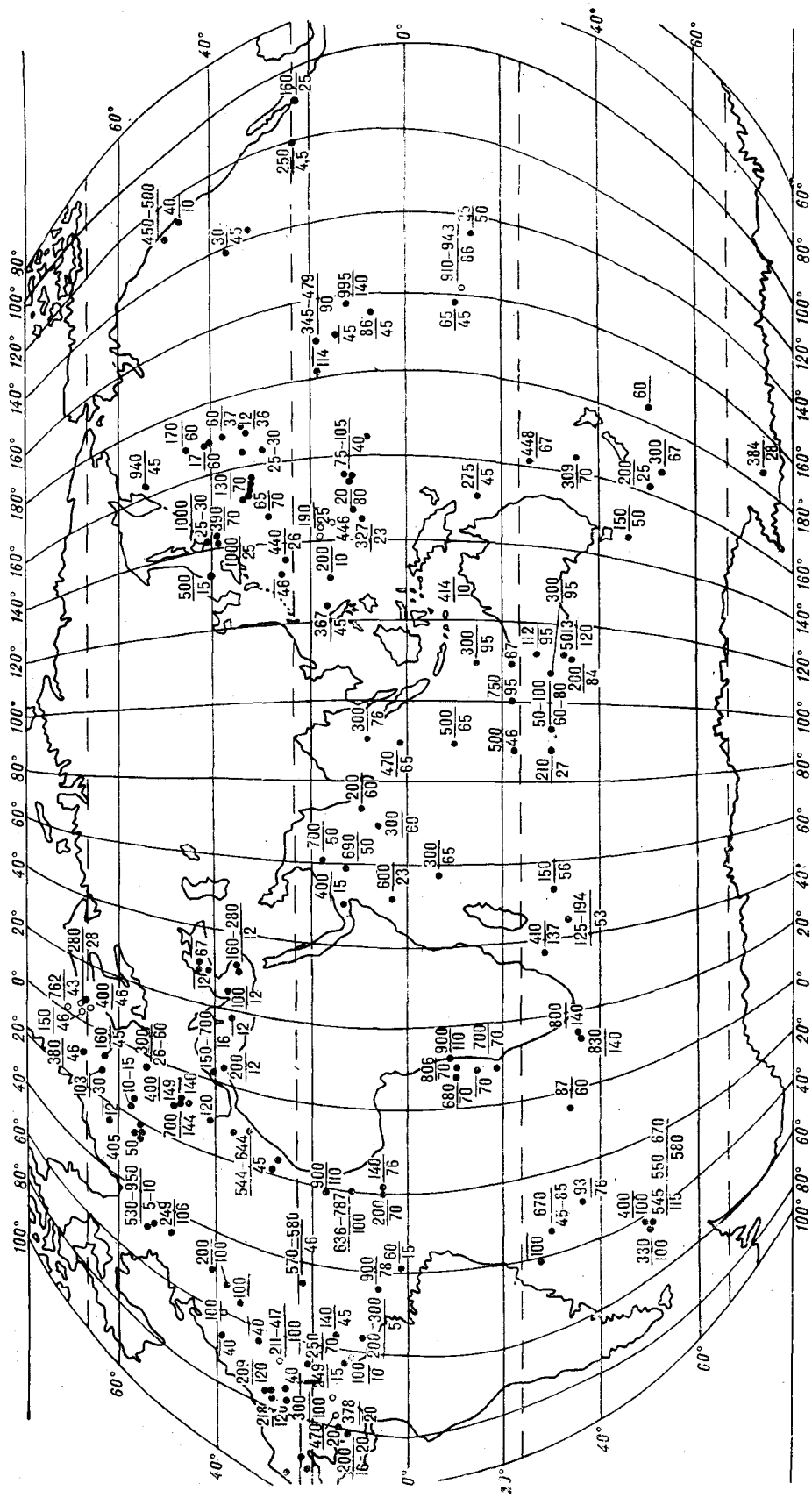


Рис. 1. Скважины «Гломар Челленджер», вскрывшие мелководные отложения в разрезе осадков и фундамента океанов. В числителе мощность толщи до горизонта залегания мелководных отложений, в знаменателе их возраст в млн. лет.

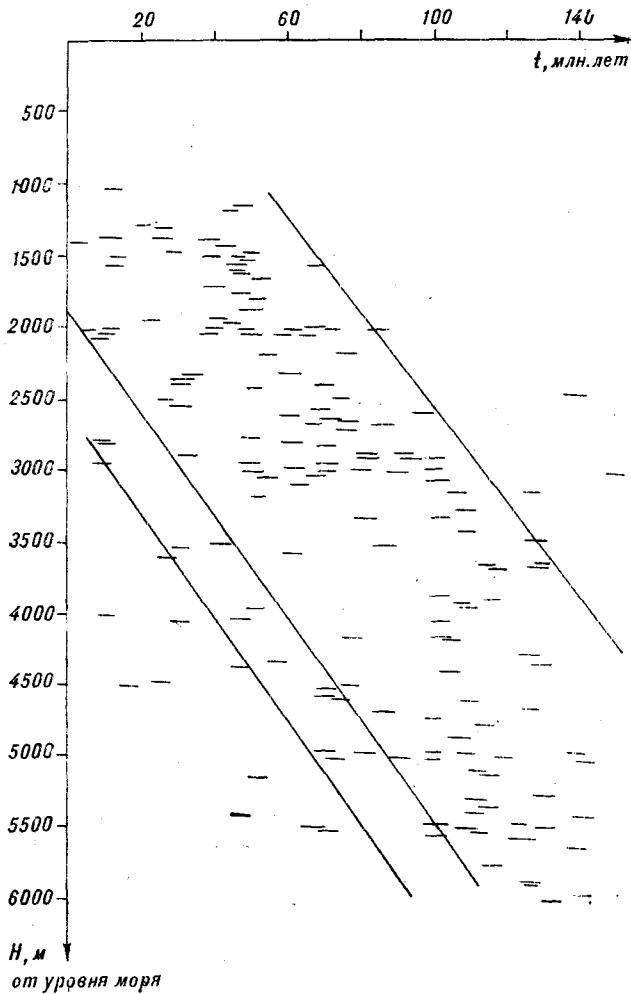


Рис. 2. График, характеризующий линейную зависимость современной глубины залегания мелководных отложений (от уровня моря) от их возраста.

Результаты выполненных по 149 скважинам расчетов были сведены на графике (см. рис. 3). Полученные данные хорошо сгруппировались в экспоненциальную зависимость, которую можно аппроксимировать функцией вида:

$$V(t) = ae^{t/a}, \quad (2)$$

где  $a$  — постоянная, определяемая на уровне 70 млн. лет, т. е. в начале перегиба кривой  $V(t)$ . Из графика  $V(t)$  находим, что  $a = 40$  мм/1000 лет. Следовательно, выражение (2) можно переписать в виде

$$V(t) = 40e^{t/40}. \quad (3)$$

Оно определяет скорость опускания дна Мирового океана за последние 70—140 млн. лет [18].

Геологическая летопись кайнозоя и позднего фанерозоя свидетельствует, что уровень моря существенно не изменялся относительно континентальной суши. Катастрофические

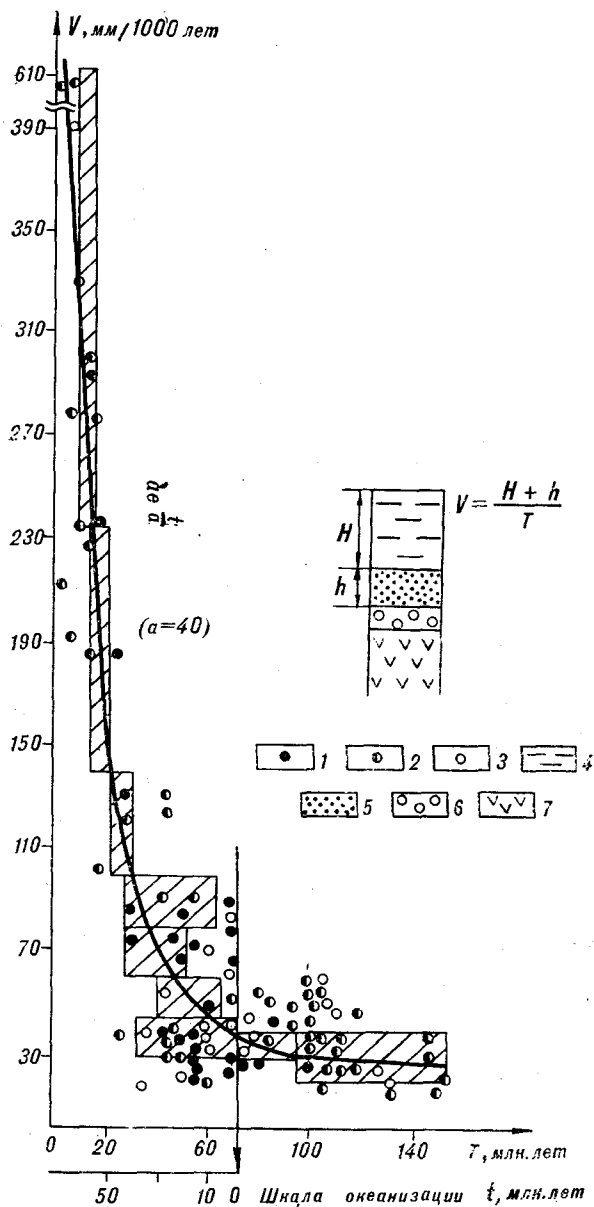


Рис. 3. График, характеризующий скорость опускания океанических сегментов Земли и поступления эндогенной воды в последние 160 млн. лет [19].

1 — по скважинам Тихого, 2 — Атлантического, 3 — Индийского океанов; 4 — вода, 5 — глубоководные осадки; 6 — мелководные осадки; 7 — базальты. Штриховкой показаны достоверные интервалы, вычисленные с вероятностью 0,95.

опускания обширных областей поверхности Земли без одновременного затопления их водой неизбежно привели бы к быстрому осушению континентов и образованию плаща мощных конгломератовых отложений на дне котловин. Однако подобные образования в осадках Мирового океана неизвестны [34]. Это позволяет заключить, что опускания океанских сегментов полностью компенсировались поступлением соответствующих объемов эндо-

генной и отчасти материковой воды<sup>1)</sup>. Следовательно, формула (3) характеризует не только скорость погружения дна океанов, но одновременно отражает и темпы поступления эндогенной воды на поверхность Земли в указанный период времени в мм/1000 лет. Анализ полученной зависимости  $V(t)$  позволяет прийти к важным выводам относительно закономерностей формирования гидросферы и общей направленности эволюции Мирового океана, о чем мы уже писали ранее [18—21].

График  $V(t)$  ясно показывает, что на рубеже 60—70 млн. лет, т. е. мезозоя и кайнозоя происходит быстрое увеличение скорости опусканий и поступления эндогенной воды. Интересно, что к этому же периоду приурочены массовые платобазальтовые излияния, захватившие краевые зоны океанических сегментов [14, 36]. Так, если скорость опусканий в поздней юре составляет 25—30 мм/1000 лет, то в позднем мелу она возросла до 50—60 мм/1000 лет, в миоцене — до 180—200 мм/1000 лет, а в антропогене — 600—640 мм/1000 лет, т. е. в 20 раз больше по сравнению с позднеюрским периодом.

Установленная зависимость между возрастом морских мелководных отложений и их современной гипсометрией, позволившая рассчитать темпы погружения океанических областей и поступления эндогенной воды, имеет, по-видимому, фундаментальное значение для понимания не только позднефанерозойской, но и более ранней истории Земли.

Стало ясно, что граница мезозоя и кайнозоя явилась, по существу, рубежом, отделяющим доокеаническую стадию развития планеты, включающую докембрий и большую часть фанерозоя и стадию океанизации, начавшуюся на границе мела и палеогена и продолжающуюся в настоящее время.

## ОЧЕРТАНИЯ И ГЛУБИНА ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ДООКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Используя установленную зависимость  $V(t)$ , можно оценить глубину позднеюрских — меловых морских (доокеанических) бассейнов, которые, как было показано [21], прерывистой полосой протягивались вдоль окраин материков внутри области будущих Атлантического и Индийского океанов и занимали обширные пространства в центре Пасифика и по восточной окраине Австралии (рис. 4). Для этого, используя график (см. рис. 3), найдем среднюю скорость  $\bar{V}(t)$  опускания океанических областей

$$\bar{V}(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n V_i,$$

где  $n = 149$ ,  $i = 1, 2, 3, \dots$ . Она составляет 100 мм/1000 лет. Отсюда находим, что последние 70 млн. лет амплитуда опусканий в среднем составила 7000 м.

В течение предшествовавших кайнозоем 70 млн. лет скорость опусканий не превышала 25—30 мм/1000 лет (см. график  $V(t)$ ). Следовательно, начиная с поздней юры (келловей — оксфорд) и до позднего мела, океанические области испытали относительно погружение с амплитудой порядка 2100 м. Таким образом, суммарная средняя глубина погружений за последние 140 млн. лет ( $H_J$ ) составила величину порядка 9100 м.

Современная глубина залегания кровли фундамента (считая от уровня моря) в наиболее погруженных областях предматериковых прогибов Атлантики и Индийского океана и в центральных районах Пасифики составляет 8—10 км [12, 16, 22]. Отсюда находим, что максимальная средняя глубина позднемезозойских бассейнов праокеана не превышала для юрских 1000 м:

$$H_{\text{совр}} - H_J = 10\,000 \text{ м} - 9100 \text{ м} = 900 \text{ м};$$

для позднемеловых — 3000 м:

$$H_{\text{совр}} - H_{\text{КЗ}} = 10\,000 \text{ м} - 7000 \text{ м} = 3000 \text{ м}.$$

Следует особо подчеркнуть, что речь идет не о глубине Мирового океана позднего мезозоя. Как видно из построенной нами палеогеографической карты, с использованием данных почти 600 скважин «Гломар Челленджер» (см. рис. 4), такового еще не существовало. В границах будущего океана располагалось несколько разобщенных морских бассейнов, площадь которых была почти в 3 раза меньше площади современного океана, а глубина, как видим, значительно меньше критической для карбонатов (4000—4500). Поэтому распространенные в литературе представления о существенной глубоководности позднемезозойского океана, основанные на литологических данных (бескарбонатные глинистые отложения), должны быть пересмотрены. Ниже будут приведены дополнительные аргументы в пользу такого заключения. Здесь же отметим известный факт, что бескарбонатность осадков отнюдь не является бесспорным свидетельством глубоководности (более 4500 м) бассейна. Особенности режима осадконакопления поздней юры и мела могли быть обусловлены (при наличии глубины, меньшей критической) другими факторами, в том числе застойным режимом вод сравнительно небольших замкнутых бассейнов, низкой биологической продуктивностью, окис-

<sup>1)</sup> Объем свободной воды на современных континентах не превышает 30% от объема гидросферы.

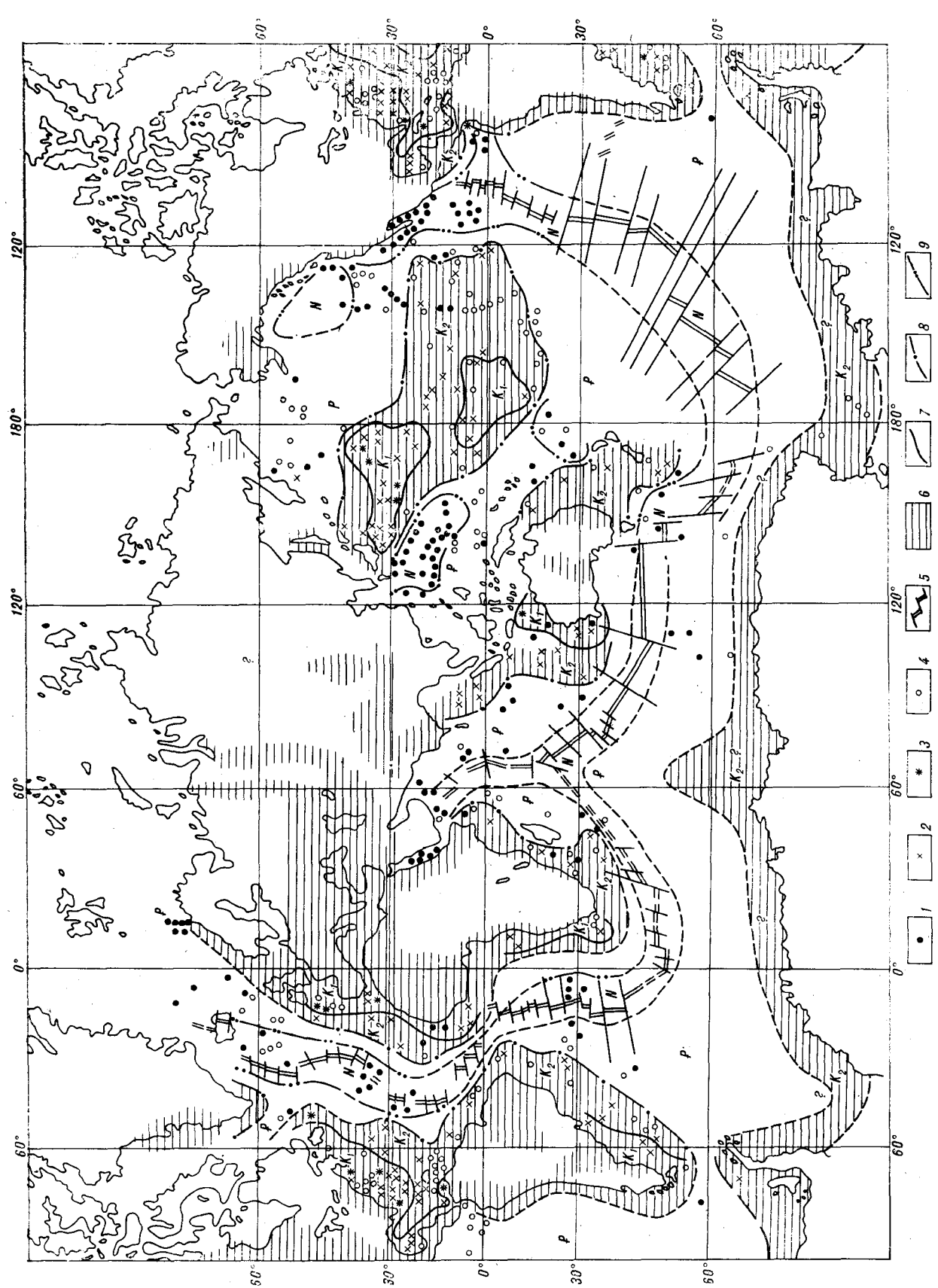


Рис. 4. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя.

К<sub>1</sub> — морские бассейны в границах современного океана в поздней юре и раннем мелу, К<sub>2</sub> — в позднем мелу, Р<sub>1</sub> — в палеогене, N — в неоген-четвертичное время. К<sub>1</sub> — скважины «Гломер Челлинджер», пробуренные до фундамента, но не вскрывшие мезозойские отложения; 2 — скважины, вскрывшие позднемеловые отложения; 3 — скважины, вскрывшие позднеюрские отложения; 4 — скважины, останковленные в кайнозое; 5 — рифты; 6 — акватории позднемелового океана по [21]; 7 — контуры раннемеловых бассейнов; 8 — позднемеловых, 9 — палеогеновых.

лительной обстановкой и др. [3, 26]. В этих условиях терригенные глинистые осадки будут характеризовать не глубинность бассейнов, а степень удаленности от источников сноса. Подобная зональность в условиях застойных бассейнов со слабой циркуляцией вод будет выдерживаться наиболее эффективно. Итак, позднемезозойские морские бассейны были достаточно глубоководны лишь в пределах узких прогибов вдоль периферии Атлантики и Индийского океана и центральной части Тихого океана. Об этом свидетельствуют преимущественно мелководный облик позднеюрских и меловых отложений по периферии этих бассейнов и характер изменения их мощности и фаций [2—4, 12, 18, 21, 23, 33, 36]. За пределами указанных границ в области современного океана позднемезозойские отложения не были обнаружены. Кайнозойские осадки залегают непосредственно на базальтовых породах сходного возраста [36]. Все эти данные свидетельствуют, что в поздней юре и мелу срединные области Атлантики и Индийского океана были заняты приподнятой сушей и, судя по данным Н. М. Страхова [31], позднеюрская и позднемеловая трансгрессии распространялись главным образом в пределы современной континентальной суши (см. рис. 4). В Тихоокеанском сегменте позднемеловая трансгрессия охватила обширные районы центральной части будущей впадины [21], объединив разобщенные позднеюрские и раннемеловые бассейны (см. рис. 4), восточную окраину Австралии, включая Новозеландское плато, и большую часть Южной Америки, однако своей западной границей не выходя за пределы современного Перуанско-Чилийского желоба. Узкие меловые бассейны располагались и вдоль современной окраины Североамериканского материка. Меловые, а возможно и верхнеюрские бассейны, вероятно, протягивались и вдоль Антарктической окраины (мел вскрыт в районе Антарктического полуострова и предположительно присутствует в тихоокеанском секторе бурения).

Таким образом, характерной особенностью палеогеографии позднемелового периода является слияние периферийных бассейнов в Атлантике и Индийском океане и заметное увеличение их площади за счет затопления новых областей срединной суши. В Пацифике направление трансгрессии идет главным образом от центра будущей впадины к ее периферии. Однако обширные области будущих рифтовых хребтов и периферия Тихого океана в позднем мелу еще оставались сушей. В целом же заметно смещение общего плана водной оболочки планеты в сторону современных континентальных блоков. Иными словами, поздний мезозой еще оставался трансгрессивным на большей части континентальной суши и в целом регрессивным в

области будущих океанов. Тем не менее именно в позднем мезозое происходит заложение контуров впадин будущих океанов.

## ОЧЕРТАНИЯ И ГЛУБИНА КАЙНОЗОЙСКОГО ПРАОКЕАНА

Рассмотрим распространение палеогеновых отложений (см. рис. 4), предварительно отметив одну важную особенность. Повсеместно в отложениях верхней юры и нижнего мела бурением установлено [36], что комплекс мелководной микрофауны сменяется вверх по разрезу глубоководным комплексом. За пределами подводных возвышенностей и некоторых участков материковых окраин и рифтовых хребтов палеогеновые отложения также являются глубоководными. Граница распространения палеогена прослеживается до середины склонов, а в ряде случаев до гребня рифтовых хребтов. Сводовая область всех рифтовых хребтов Мирового океана, как правило, лишена палеогеновых осадков. Здесь, в том числе и в рифтовой долине, распространены осадки неогена, нередко запеченные в базальтовых лавах более молодого возраста [24, 36]. Этот факт, а также данные о малой мощности осадочного чехла в гребневой зоне [12, 26], с учетом всего сказанного выше, свидетельствуют о том, что вплоть до конца палеогена сводовые части срединно-океанических хребтов оставались сушей. Лишь в конце олигоцена — в начале миоцена срединные области Атлантики, Индийского океана и Восточно-Тихоокеанского поднятия были вовлечены в общее погружение. По-видимому, в середине миоцена здесь возникли глубоководные условия.

Таким образом, в кайнозое происходит быстрое смещение водной оболочки планеты с континентальных блоков в область будущих океанов (что видно из карт Н. М. Страхова [31]). Именно палеоген является эпохой массовых опусканий периферии океанических областей. Почти две трети площади современных котловин Мирового океана заложилось в это время (см. рис. 4). С этим связано широкое распространение кайнозойского платобазальтового вулканизма на дне котловин современных океанов. Более молодой миоцен-плиоцен-четвертичный вулканизм имеет уже более ограниченное распространение и охватывает области гребней рифтовых хребтов, островных дуг и кордильер восточной периферии Пацифика. По существу, он маркирует зоны позднейших неоген-четвертичных опусканий в сформировавшейся чаше Мирового океана. Таким образом, тектоническая активность рифтовых хребтов в срединной части Индийского и Атлантического океанов и на Восточно-Тихоокеанском под-

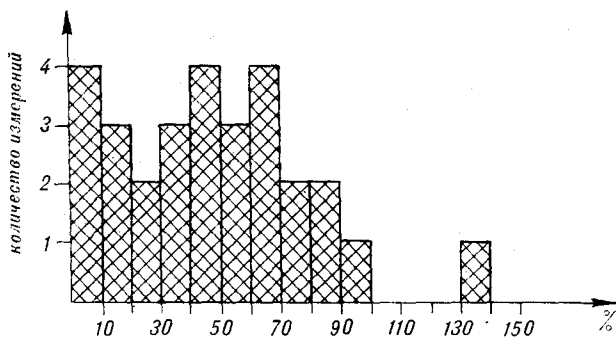


Рис. 5. Гистограмма расхождений в определении возраста пород фундамента осадочного чехла по линейным магнитным аномалиям и К-Аг-методом подводных возвышенностей и гайтогов центральной части Тихого океана.

нению, островных дуг и периферии Пацифика отражают фронт последнего этапа океанизации в этой обширнейшей области Земли [19, 21]. По сравнению с палеогеном площади плиоцен-четвертичной активности заметно сократились, хотя и остаются еще значительными. Приведенные выводы полностью согласуются с возрастанием скорости поступления эндогенной воды и темпов погружения дна океанов в палеогене, устанавливаемые зависимостью  $V(t)$ . Это согласование не может быть случайным, ибо палеогеография и динамика перисферы — это звенья одного процесса — расширение площади океанических областей могло иметь место лишь при вовлечении их в общее прогибание при одновременном возрастании темпов и объемов поступления свободной воды на поверхность Земли.

### К ОЦЕНКЕ МЕТОДИКИ ДАТИРОВКИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Выявленная палеогеография Мирового океана хорошо согласуется с планом распределения и мощностью мезокайнозойских отложений. Осадочная толща повсеместно сокращается по мощности при удалении от континентов. В этом же направлении в Атлантике, Индийском океане и в южной половине Тихого океана происходит омоложение возраста платобазальтового плаща [36]. Следует отметить, что аналогичная картина, “устанавливаемая” по “возрасту” полосовых магнитных аномалий, создается искусственно, методическим путем, так как счет здесь ведется от наиболее молодых — плиоцен-четвертичных образований рифтов. В основе методики подобных расчетов лежит, как известно, вертикально-слоистая модель базальтовой коры, существование которой в реальных средах, однако, не подтверждено ни сейсмическими данными, ни бурением. Мы не будем здесь повторять критику этой методики,

ее можно найти в ранее опубликованных работах [8, 18, 20, 25, 30, 34]. Приведем лишь следующее любопытное исследование. Проведенное нами сравнение данных радиологических и палеонтологических определений возраста пород 33 подводных гор центральной и северо-западной части Тихого океана в возрасте, “устанавливаемым” по полосовым магнитным аномалиям методом Вайна — Мэтьюза, взятыми из различных публикаций зарубежных авторов, показало практически полную их несогласованность (рис. 5). Действительно, лишь 9 измерений из 33 имеют расхождение от 10 до 30%, остальные же измерения — от 40 до 130%! С подобной картиной мы встречаемся при сравнении данных радиологических определений с магнитными и в других океанах [18].

### СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Итак, анализ палеогеографической карты Мирового океана для различных периодов позднего фанерозоя позволил проследить последовательность формирования современных океанических областей и наметить три этапа этого процесса. Первый — позднюрский — раннемеловой характеризует начало океанизации в области будущей океанической перисферы; второй — позднемеловой — палеогеновый — этап активной ее океанизации и третий — неоген-четвертичный — финал процесса океанизации планеты.

В свете изложенного становятся понятными различия в строении и динамике тихоокеанского и атлантического типов континентальных окраин. Тихоокеанская континентальная окраина лишь в позднем кайнозое оказалась вовлеченной в интенсивный процесс океанизации, который продолжается здесь и в настоящее время. Атлантическая и Индоокеанская — давно прошли этот этап. В бассейнах этих океанов фронт океанизации в плиоцен-четвертичное время проходит по срединным рифтовым хребтам и островным дугам. В рамках изложенной схемы желоба островных дуг Мирового океана представляют собой новейшие образования четвертичного периода, что подтверждается их геоморфологией, малой мощностью осадков, активностью четвертичного вулканизма.

Схематизированная картина эволюции океанических бассейнов по этапам изображена на рис. 6. Первоначальное заложение узких желобобразных глубоководных (порядка 1000 м) морских бассейнов происходит в поздней юре — раннем мелу вдоль будущих континентальных окраин Атлантического, Индийского и южной части Тихого океана. Нижнемеловая регрес-



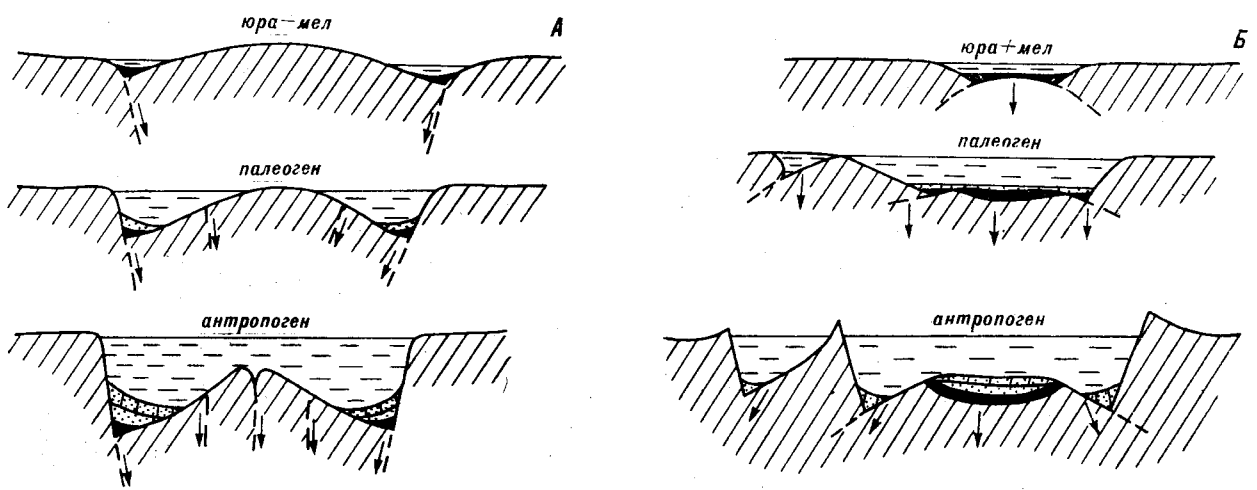


Рис. 6. Схема океанизации Индо-Атлантического сегментов (А) и Тихоокеанского (Б) в различные периоды позднего фанерозоя.

сия, возможно, отражает этот процесс, когда возникшие предматериковые прогибы приняли в себя избыток воды, выплеснувшейся на континентальные блоки в поздней юре. На большей части Пасифика позднеюрские — нижнемеловые бассейны возникли главным образом в срединной области будущей гигантской впадины. Обширные районы вокруг оставались низменной сушей. Эти своеобразные «центры» океанизации в последующие периоды позднего мела, палеогена и неогена расширились путем вовлечения в общее прогибание новых площадей суши, все более удаленных от краев пра-континентов — в Атлантике, Индийском и южной части Тихого океанов и, наоборот, от центра к периферии — на большей части Пасифика (см. рис. 6). Одновременно происходило все большее осушение континентов, которое продолжается и в настоящее время [9].

## ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОБЛАСТЯХ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ

### ПОЗДНЯЯ ЮРА

Представляет интерес рассмотреть особенности седиментации в доокеанических бассейнах и отсюда выяснить тектоническую обстановку, в которой происходило их заложение и развитие.

Наиболее древним из известных позднеюрских бассейнов в акватории Мирового океана является бассейн в районе материковой окраины Северной Америки, возникший здесь около 160 млн. лет назад (келловей — оксфорд). Несколько позднее (145—135 млн. лет назад) вдоль континентальной окраины Европы и Се-

верной Америки образовался восточный бассейн Северной Атлантики. По-видимому, к этому же времени относится формирование локальных бассейнов вдоль западной окраины Южной Америки, восточной окраины Африки и восточной периферии Индийского океана, примыкающей к Австралии. Позднее других (титон — берриас) возникло несколько локальных бассейнов в центральной части Тихого океана. Позднеюрские отложения, накапливавшиеся в узких глубоких прогибах по обе стороны Атлантики, имеют сходный состав и подразделяются на три литологические толщи [2, 36, 26]: зеленовато-серые пелитоморфные известняки келловей — оксфорда (скв. 100), красновато-коричневые тонкозернистые известняки оксфорда-киммериджа — нижнего титона (скв. 99, 100, 105) и белые пелитоморфные известняки с цеолитами, сидеритами и порцелланидами титона — неокома. Пелитоморфная структура известняков двух нижних толщ, отсутствие в них биокластики, характер детрита свидетельствуют о накоплении толщ вдали от источников спеса в достаточно глубоководном бассейне. Пелитоморфные известняки титона — неокома, лишенные остатков бентоса, обогащенные кремнями и цеолитами, формировались на больших глубинах (но не более 1000 м) и под влиянием вулканизма. Обнаруженные во всех трех толщах турбидиты свидетельствуют о наличии близкого высокого поднятия подводного склона со стороны будущих континентов и суши — со стороны срединной области океана.

Таким образом, позднеюрские бассейны Атлантики формировались в условиях относительно спокойного тектонического режима и слабого вулканизма. Осадконакопление шло в довольно глубоких (до 1000 м) бассейнах в условиях теплого климата, далеко отстоящей

со стороны континентов суши и близко расположенной суши в области современного Срединно-Атлантического хребта.

В Тихом океане юрские отложения уверенно выделяются только в районе поднятия Магеллана (скв. 167). Здесь на базальтах залегают маломощная (9,5 м) пачка серых, зеленовато-серых и красноватых известняков, содержащих обломки кремней и вулканических пород. По наупланктону известняки датируются титонном — берриасом. Аналогичные отложения подняты в скв. 261 в абиссальной равнине Австралийской котловины, т. е. на восточной периферии Индийского океана.

Таким образом, морские бассейны в центральной части Тихого океана возникли значительно позднее, чем в Атлантике, и развивались в условиях активной вулканической деятельности и, следовательно, напряженного тектонического режима. Мелководный характер осадков, отсутствие терригенного турбидитного материала свидетельствует о значительных размерах морского бассейна в центральной части Тихоокеанского сегмента, развивающегося в окружении низменной суши и теплого климата.

### РАННИЙ МЕЛ

В раннем мелу размеры всех морских бассейнов, возникших в юре, заметно возросли (см. рис. 4), а их глубина несколько увеличилась и в среднем достигла значений, близких к 2000 м. Однако образование новых бассейнов в это время в области современных океанов, видимо, не происходило.

Среди нижнемеловых отложений (берриас — альб) наибольшее развитие имеют карбонатные фации, среди которых преобладают кокколитоидный мел, известняки и мергели, калькаренины, доломиты. Второй фациальный тип отложений нижнего мела представлен пестроцветными глинами, среди которых различаются бурые цеолитовые и серые, обогащенные углистым материалом разновидности. Третий фациальный тип представлен вулканогенно-осадочными отложениями и наиболее типичен для Тихого океана (например, скв. 317 на поднятии Манихики). Здесь нижнемеловые отложения представлены вулканическими брекчиями, песчаниками, алевритами, глинами, содержащими многочисленные остатки мелководных моллюсков [26, 35, 36].

Пространственная и вертикальная изменчивость фациального состава отложений отражает разнообразие условий седиментации в различных морских бассейнах раннего мела, расположенных в пределах современных океанов. Появление в разрезах апта и альба прослоев бескарбонатных глин с пиритом, сидеритом и

углистым материалом свидетельствует об образовании застойных локальных бассейнов с восстановительной обстановкой, что могло иметь место при продолжающемся углублении отдельных впадин, нарушении циркуляции вод и понижении их температуры. Одновременно существовали и мелководные бассейны, где шло накопление лагунно-эвапоритовых отложений. Такие бассейны существовали во всех океанах.

В целом же основные черты тектонического режима и особенностей седиментации, возникшие в поздней юре, сохранились в этих областях и в раннем мелу. В Атлантическом и Индийском океанах прогибание континентальных окраин продолжалось в условиях спокойного тектонического режима. В Тихом океане оно по-прежнему сопровождалось вулканизмом.

### ПОЗДНИЙ МЕЛ

Трансгрессия, начавшаяся в альбе, продолжалась в позднем мелу. В итоге значительно расширились позднеюрско-раннемеловые бассейны и заложилась новые. В частности, возникли протяженные морские бассейны по обе стороны Атлантики и Индийского океана, объединившие до того разобщенные моря (см. рис. 4). Возникли узкие прогибы вдоль восточной окраины Тихоокеанского сегмента и западнее Австралии. Вероятно, появились моря по периферии Антарктиды (скв. 323 в море Беллинсгаузена). Можно предположить, что заложение Северного Ледовитого океана также произошло в позднем мелу.

Общий характер седиментации, сложившейся в юрско-нижнемеловых бассейнах, сохранился и в позднемеловое время [26, 35, 36]. В углубившихся предматериковых прогибах Атлантики шло накопление бескарбонатных черных глин, насыщенных углистым материалом аллохтонного происхождения. Присутствие в этих отложениях аутигенных пирита и сидерита свидетельствует о накоплении их в условиях застойного режима, где избыток углекислоты обеспечивал растворение  $\text{CaCO}_3$  в уже сформировавшемся осадке [2, 3, 26]. Это предположение подтверждается и детальным изучением скудной известковой микрофауны толщ [3], имеющей апт-сеноманский возраст.

Еще более широкое распространение имеют в Атлантике отложения пестроцветных глин сеноман-маастрихтского возраста, которые нередко перекрывают черные глины. Почти полное отсутствие известковых и кремнистых организмов, сидерита и пирита, низкое содержание органики говорят о накоплении отложений в окислительной обстановке при низкой биологической продуктивности вод, так как

глубина бассейнов в позднем мелу, как было показано выше, еще не достигла уровня растворения карбонатов и не превышала, в среднем 1500—2000 м. Многочисленные перерывы в толще могли быть обусловлены придонными течениями, возникшими в связи с ростом глубины и площади морских бассейнов [26].

Одновременно по периферии бассейнов как со стороны формирующейся континентальной окраины, так и со стороны срединной суши, располагавшейся на месте Срединно-Атлантического хребта, шло накопление карбонатных кокколито-фораминиферовых известняков и мергелей. Мелководные лагунные известняки отлагались на шельфах и подводных возвышенностях в области современных котловин (Сом, Северо-Американская, Бразильская и др.).

В разрезах позднего мела Тихого океана наиболее широко представлены карбонатные фации терригенных бурых глин [26, 36]. В центральных районах бассейна они залегают на отложениях раннего мела, по периферии нередко подстилается экстрезивными базальтами и представлены мелководными карбонатными и обломочными породами кампана — маастрихта (скв. 163, 164, 165, 171, 313, 192 и др.). Нередко они включают прослойки вулканических пород. В районе Новой Зеландии отложения верхнего мела содержат фауну радиолярий, диатомей, силикофлягеллят, свидетельствующих о существовании здесь зон холодных вод или течений, хотя уверенности в этом все-таки нет, так как верхний мел явился начальной эпохой эволюции диатомовых. Не исключено, что активное развитие здесь кремнистых было связано с усилением вулканизма в данной области растущего океана.

В поздне меловых отложениях Индийского океана преобладают карбонатные фации.

Ослабление терригенной седиментации и усиление биогенной и, в частности, карбонатной (характерной также и для разрезов позднего мела континентов) [26] следует объяснить обширностью поздне меловых морских бассейнов в океанических секторах и их многочисленностью на континентах, а также наличием преимущественно низменной суши и отсутствием крупных водосборов, типичных для позднекайнозойского времени. Следует также подчеркнуть, что поздне меловые бассейны в области современных океанов, как было показано, имели сравнительно небольшую глубину (не более 2—3 км), значительно меньшую современной глубины компенсации карбонатов (4—4,5 км). Поэтому накопление бескарбонатных толщ следует объяснять застойным режимом многих бассейнов, неразвитой циркуляцией, отчасти вследствие мелководности бассейнов, отчасти в связи с отсутствием широтной дифференциации климата планеты.

Характер изменения мощности и фаций по периферии поздне меловых бассейнов в области будущих океанов свидетельствует о существовании здесь обширных районов суши, которая лишь в палеогене испытала погружение и затопление (см. рис. 4). В связи с этим поздне мезозойский вулканизм, развивавшийся вдоль окраин будущих континентов Северной и Южной Америк и вдоль некоторых участков западного и северо-западного обрамления Пацифика, до сих пор рассматриваемый как свидетельство древности Тихоокеанской впадины, может иметь (как отмечал еще В. В. Белоусов [4]) другое объяснение. Как видно из палеогеографической карты, здесь в позднем мелу заложены прогибы, отделенные от центрального бассейна обширной сушей. В свете изложенного становится понятным, что многочисленные плосковершинные гайоты высотой 2—3 км в центральной части Тихого и по периферии Индийского и Атлантического океанов, покрытые толщей коралловых известняков с мелководной фауной верхнего мела [4, 16, 32], отражают глубину бассейна, которая в течение кайнозоя увеличилась здесь в среднем еще на 2 км. За это же время дно палеогенового океана опустилось на 7 км, т. е. темпы погружения вновь вовлекаемых в этот процесс областей в кайнозое резко возросли по сравнению с поздне мезозойскими областями (см. рис. 3).

## КАЙНОЗОЙ

В разрезе осадков палеогена современных океанических областей преобладают мелководные фации терригенных и карбонатных пород. Однако на обширных пространствах гребневой зоны срединных рифтовых хребтов палеогенные отложения практически отсутствуют. Это могло иметь место в том случае, если своды будущих рифтовых хребтов еще оставались сушей, в пределах которой, однако, могли располагаться мелководные бассейны. Например, вплоть до эоцена в Северной Атлантике и в районе Норвежско-Гренландского бассейна отлагались мелководные, лагунные и дельтовые осадки, формировалась красноцветная кора выветривания [1, 2]. Следует отметить, что до конца палеогена в распространении красноцветных отложений на современных континентальных блоках не было четкой зональности. Они формировались на всех широтах, включая околополярные [1]. Следовательно, вплоть до середины олигоцена на земном шаре господствовал тропический и субтропический климат, и резкой широтной дифференциации климатической зональности (за исключением аридной и гумидной) не существовало. Этот весьма важный факт свидетельствует, что до конца

палеогена. современной глобальной водной и воздушной циркуляции на земном шаре еще не существовало. Последнее могло иметь место лишь в случае иного плана размещения океанических бассейнов. Разобщение их сводовой суши срединных хребтов, значительно отставших в опускании от других районов Мирового океана (см. рис. 4), существование сухопутных мостов между Австралией, Южной Америкой и Антарктидой, наличие суши вплоть до конца палеогена в западной части Тихого океана, где лишь в миоцене начали формироваться глубоководные котловины и вулканические гряды будущих внешних островных дуг — все это несомненно препятствовало развитию единой системы водно-воздушной циркуляции. Ее установление началось лишь после опускания этих еще обширных областей суши, которое произошло в миоцене. Поэтому не случайно именно в миоцене происходит окончательно установление термических контрастов на поверхности Земли, близких к современным, появление покровного оледенения вначале на Антарктиде, а затем и в Северной полярной области [26, 35].

Образование в палеогене крупных океанических впадин привело к еще большему осушению континентальных блоков и закрытию в миоцене океана Тетис [26]. Реликты этого океана — Черное и Каспийское моря вплоть до четвертичного периода, Средиземное море — до позднего миоцена — развиваются как преимущественно мелководные бассейны, после чего происходит их быстрое углубление.

Таким образом, в миоцен-четвертичное время в опускание вовлекаются сводовые зоны срединных хребтов, континентальная окраина Тихого океана и формируются глубоководные желоба вдоль основания существующих с миоцена островных дуг. Таким образом, эти области следует рассматривать как фронт новейшей миоцен-четвертичной океанизации, в которую вовлекаются все новые участки континентальной суши и происходит дальнейшее опускание внутриокеанских сухопутных мостов. В свете сказанного, рифтовые хребты современного океана — это, по существу, области, отставшие в своем погружении от прилегающих котловин, т. е. остаточные возвышенности [4, 18]. Рифтовые трещины возникли на своде хребтов вследствие быстрого преимущественно плиоцен-четвертичного опускания прилегающих блоков котловин, в результате чего возникли растягивающие напряжения на своде и как следствие — глубокие расколы перисферы. Последние в дальнейшем становятся подводящими каналами вулканизма, что совместно с неравномерными блоковыми проседаниями привело к созданию сложного рельефа гребневой зоны рифтовых хребтов [23].

Итак, на протяжении последних 100 млн. лет 2/3 поверхности твердой Земли испытали относительное опускание в среднем на 3,8 км. В этом плане континенты тоже являются своего рода остаточными возвышенностями. Согласно формуле планетной контракции [18], кайнозойский рельеф Земли — самый контрастный и наиболее глубоко дифференцированный за всю ее историю. В связи с этим новейшие структуры глубоководных желобов островных дуг должны отражать дальнейший этап опускания поверхности сферы на повый более низкий уровень.

Возникший к началу четвертичного периода баланс суши и моря, близкий к современному, предопределил усиление широтной контрастности температур и климата и ее быструю изменчивость при малейшем колебании этой системы. В частности, заложение в начале периода глубоководных желобов и быстрое углубление реликтовых морей Тетиса должно было привести к резкому понижению уровня океана и, следовательно, большему осушению континентов, понижению снеговой линии, усилению контрастности климата в высоких широтах северного полушария. Все это несомненно усилило действенность факторов Миланковича и в конечном итоге способствовало образованию последовательных циклов оледенений и дегляциации четвертичного периода. Без учета явления океанизации ни одна из существующих теорий четвертичных оледенений не может быть удовлетворительной.

Другой закономерный вывод, следующий из проведенного рассмотрения палеогеографии Мирового океана, касается вопроса асимметрии современного лика Земли. Длительное время в науке существуют представления о якобы изначальном происхождении этого фактора, свойственным не только нашей Земле, но и другим планетам [8, 11, 16, 17, 28, 37]. Однако в свете изложенного эти представления нуждаются в существенной корректировке и уточнении. Наблюдаемая асимметрия лика Земли — явление, приобретенное ею лишь в последние 25—30 млн. лет. В допалеогеновое время поверхность планеты имела совершенно иной вид (см. рис. 4). Лик Земли, как и любой другой планеты, не задан изначально. Он эволюционирует совместно с астеносферой, возникновение, рос и ликвидация которой в свою очередь контролируется миграцией и объемами диффундируемых летучих и тепла из зоны внешнего ядра [18, 20]. Направление этого процесса в условиях нашей планеты вполне определено. В ближайший миллион лет океан будет расширять свою площадь за счет вовлечения в прогибание новых участков окраины Тихого

океана, реликтовых морей Тетиса, общего подъема уровня моря. Это направление океанизации хорошо просматривается в палеографической карте позднего фанерозоя и графике  $V(t)$  (см. рис. 3, 4).

Становится также ясно, что океаны возникли на погружившейся континентальной коре, покрытой сверху плащом излившихся синхронно с опусканиями молодых платобазальтов [4, 10, 14, 18, 27, 29, 34]. Нет никаких свидетельств о последующей деструкции этой гранитно-метаморфической коры. В самом деле, куда девалась избыточная масса кремнезема при «распаде» континентальной коры мощностью порядка 20 км с площади более 300 млн. км<sup>2</sup> за ничтожный промежуток времени от 70 до 10—2—1 млн. лет (последние цифры относятся к Средиземному, Черному и Каспийскому морям)? На протяжении всего этого времени вулканизм в океанических областях оставался существенно основным, а океаническая вода не только не пересыщена, но даже в 30 раз недосыщена кремнеземом [14, 26]. Объемы же кайнозойского кремнезема ничтожны по сравнению с той массой кремнезема, которую необходимо растворить (в пересчете на кварц — это около 12 км толщи  $\text{SiO}_2$  с 2/3 поверхности планеты). Существует множество геологических и геофизических свидетельств в пользу заключения о повсеместном распространении под дном океана гранитно-метаморфической коры континентального типа нормальной мощности [4, 6, 10, 14, 18—21, 27, 29, 30, 34]. Разумеется, признание этого факта делает полностью несостоятельными все построения современного неомобилизма с его тектоникой плит, равно как и других гипотез, в основе которых лежат представления о примитивной «океанической» коре.

В связи с этим рассмотрим еще одно следствие, которое проясняет вопрос о физической невозможности существования механизма конвекции в мантии, для доказательства существования которой ныне привлечен внушительный физико-математический аппарат, но отсутствует лишь одна деталь — фактические наблюдения конвекции.

Речь идет о приливной эволюции системы Земля — Луна. Как известно, замедление скорости вращения Земли происходит главным образом вследствие приливного торможения [13, 15]. Если, согласно существующим представлениям, Тихий океан существовал изначально, а остальные океаны только меняли свои очертания, то экстраполяция современной скорости приливного торможения и удаления Луны (3,6 см/год) [15] показывает, что

1,4—1,6 млрд. лет назад Луна должна была находиться очень близко к Земле. Это событие Герстенкорна, сопровождавшееся километровыми приливами, было бы зафиксировано в докембрийской летописи Земли. Однако ничего подобного нам не известно. Следовательно, есть основания предположить, что современная скорость приливного торможения не всегда была таковой, а на протяжении длительного времени имела меньшее значение. Но, согласно полученным данным, крупные и глубокие океанские бассейны появились на Земле лишь в конце палеогена, т. е. 25—30 млн. лет назад. Существовавшие же на протяжении большей части докайнозойской истории небольшие мелководные бассейны типа современных шельфовых морей исключали возможность получения сильного приливного торможения. С учетом вышесказанного за 30 млн. лет Луна удалилась от Земли на 1080 км. В докайнозойскую эпоху вследствие слабого приливного торможения скорость удаления ее была по меньшей мере на порядок ниже современной, т. е. удаление не превышало 16 200 км. Следовательно, Луна и Земля в момент своего образования находились всего на 17—20 тыс. км ближе, чем сейчас, что не могло существенно повлиять на величину тогдашних приливов.

Таким образом, наибольшее приливное торможение Земля испытала в конце первой крупной фазы океанизации, т. е. в конце палеогена — начале миоцена. Но при большей скорости вращения земной шар должен был иметь большее сжатие с полюсов и, следовательно, иметь большее вздутие к экватору. Из наблюдений эволюции спутников Земли было установлено [5, 13, 15], что планета имеет избыток экваториального вздутия, равный 70 м. Этот избыток не соответствует современной скорости вращения. Как мы видели, он возник в доокеанскую эпоху, т. е. 25—30 млн. лет назад при большей, чем современная, скорости вращения планеты. Следовательно, Земля, строго говоря, не находится в состоянии гидростатического равновесия. Подобное запаздывание в приобретении Землей гидростатического равновесия при постепенном приливном уменьшении скорости вращения позволяет оценить вязкость нижней мантии в  $10^{26}$  П [5, 15], а это исключает всякую возможность существования конвекции в мантии и оболочке Земли, что подтверждается к тому же и их существенной вертикальной и горизонтальной неоднородностью. Следовательно, конвекционный механизм тектоники плит построен на широких допущениях и предположениях, в природе реально неизвестных.

1. *Анатольева А. И.* Главные рубежи эволюции и миграции ареалов красноцветной седиментации в истории Земли.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л., Недра, 1980.
2. *Басов В. А., Кабаньков Д. Я. и др.* Основные результаты изучения нижнемеловых отложений Северной Атлантики.— В кн.: Мировой океан и его ресурсы. Л.: ВНИИОкеангеология, 1981.
3. *Басов В. А., Патрунов Д. К., Кабаньков В. Я.* Литолого-стратиграфическая характеристика и палеообстановка поздней юры и раннего мела Северной Атлантики.— В кн.: Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л., 1980.
4. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
5. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974.
6. *Булин Н. К.* Земная кора океанов по сейсмическим данным.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 1.
7. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
8. *Дортман Н. Б.* К вопросу о петрофизическом обосновании интерпретации полосовых магнитных аномалий.— Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., 1981, т. 76, вып. 2.
9. *Клиге Р. К.* Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980.
10. *Киселев Ю. Г.* Структурная неоднородность Северного Ледовитого океана как показатель его геологической эволюции.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980.
11. *Леонтьев О. К.* Морская геология. М.: Высшая школа, 1982.
12. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
13. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
14. *Макаренко Г. Ф.* Базальтовые поля Земли. М.: Недра, 1978.
15. *Мельхиор П.* Физика и динамика планет. Ч. 1. М.: Мир, 1976.
16. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
17. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
18. *Орленок В. В.* Физические основы эволюции периферии Земли. Л.: ЛГУ, 1980.
19. *Орленок В. В.* Эволюция океанических бассейнов в кайнозойской эре.— Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
20. *Орленок В. В.* К проблеме эволюции лика Земли.— Изв. вузов, Геол. и разведка, 1982, № 1.
21. *Орленок В. В.* К проблеме изменения уровня Мирового океана в кайнозое по данным глубоководного бурения.— В кн.: Изменение уровня моря. М.: МГУ, 1982.
22. *Орленок В. В.* Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным.— В кн.: Океанол. иссл. МГК, № 21. М.: Наука, 1971.
23. *Орленок В. В.* Геоморфология дна океана. Калининград: КГУ, 1976.
24. *Орленок В. В.* О строении осадочной толщи и развитии земной коры Атлантического океана.— В кн.: Проблемы освоения Мирового океана. Калининград: КГУ, 1977.
25. *Орленок В. В., Ермолаев М. М.* Региональные сколовые разломы моря Скопа (Скотия) и глобальная тектоника.— Изв. ВГО, 1974, № 1.
26. *Океанология.* Геология океана. М.: Наука, 1980.
27. *Пронин А. А.* Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977.
28. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
29. *Резанов И. А.* Происхождение океанов. М.: Наука, 1979.
30. *Симоенко Т. Н.* Сравнительная характеристика магнитных полей материков и океанов.— Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., 1981, т. 76, вып. 2.
31. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостеоиздат, 1963.
32. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
33. *Шварц Т. В.* Некоторые особенности строения осадочного чехла северо-запада Приафриканской окраины Атлантики.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 6.
34. *Шило Н. А., Вацилов Ю. Я.* Формирование коренных различий глубинной структуры на западе и востоке Тихого океана.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980.
35. *Berger W. H., Vincent E., Thierstein H. R.* The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution. Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1981, N 32.
36. Initial Rep. Deep-Sea Drilling Project. Washington, 1969—1979.
37. *Suess E.* Das Antlitz der Erde. Wien, 1883—1900. Bd.

КГУ  
Калининград

Поступила в редакцию  
3 ноября 1982 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.462 : 551.8 : 550.834 (571.64—12/265.3)

В. В. Куделькин

## ПОДВОДНЫЙ КАНЬОН ЛЕВЕНОРНА И ЕГО ПАЛЕОАНАЛОГИ НА ОХОТОМОРСКОМ СКЛОНЕ ТОНИНО-АНИВСКОГО ПОЛУОСТРОВА (Юго-Восточный Сахалин)

Анализ результатов сейсмического профилирования методом отраженных волн и драгирования позволил наметить три цикла каньонобразования в неогеновой истории островного склона Юго-Восточного Сахалина. Первый цикл относится к середине миоцена, второй — к концу миоцена — плиоцену и третий цикл, который привел к формированию каньона Левенорна, начался в конце плиоцена — начале плейстоцена и продолжается поныне. Различия в морфологии и механизме образования каньонов отражают их различное положение в морфоструктуре островного склона, испытавшего чередование периодов эрозии и проградации. В оса-

дочном чехле у основания островного склона следует ожидать распространения подводных конусов выноса, связанных с ретрогрессивным осадконакоплением циклов каньонобразования.

При образовании каньона Левенорна определяющим фактором явилась структура фундамента с грабенообразным трогом. Активизированная в конце плиоцена зона разломов вдоль северного борта трогом инициировала развитие интенсивных гравитационных процессов в слабоконсолидированных третичных слоях, слагающих островной склон.

## ВВЕДЕНИЕ

Среди подводных долин на охотоморском склоне Сахалино-Хоккайдской островной системы особое место по своим размерам и форме занимает долина, врезанная в склон Тонино-Анивского полуострова к востоку от мыса Левенорна. Эту долину мы называем каньоном Левенорна, принимая во внимание близость ее верховьев к одноименному мысу. Специальные исследования каньона не проводились, хотя о его существовании было известно уже в результате экспедиций Института океанологии АН СССР на НИС «Витязь» в 1950-х годах [7].

Основной настоящей статьи послужили материалы площадного промера (СахКНИИ ДВНЦ АН СССР) и данные многоканальной сейсморазведки МОВ (Тихоокеанская экспедиция ВМНПО Союзморгео), полученные в 1979 г., а также результаты исследований предшествующих лет (рис. 1).

## РЕЛЬЕФ

Каньон Левенорна спускается вниз по склону на глубину более 2600 м и расстояние около 40 км, имея форму амфитеатра, открытого в Южно-Охотскую глубоководную котловину (рис. 2). Максимальная ширина амфи-

театра на удалении 37 км от берега составляет 35 км. Радиальная система мелких каналов, уступы, террасы, изолированные холмы и гряды осложняют борта каньона. В интервале глубин от 150 до 1900 м уклон дна меняется от 1—2 до 20—25° (на отдельных уступах — до 35—40°) и на большей глубине уже не превосходит 2—3°. С выходом в Южно-Охотскую котловину каньон переходит в широкую долину северо-восточного простираения, которая постепенно теряет свою выраженность в рельефе, не достигая изобаты 2900 м. Конус выноса с пологими (менее 1°) склонами примыкает к подножию островного склона и разделен центральной долиной на две асимметричные части.

По простираению каньона Левенорна на Тонино-Анивском полуострове располагается Новиковский грабен, выраженный в рельефе межгорной депрессией [3]. В зоне шельфа каньон Левенорна и Новиковский грабен соединены корытообразной впадиной, выявленной сейсморазведкой МОВ НСП по поверхности акустического фундамента (рис. 3). Такая связь с межгорными депрессиями суши отмечается и для каньонов в заливе Абасири Северо-Восточного Хоккайдо [9], что позволяет предполагать контролирующую роль структурного фактора при образовании каньонов в рассматриваемом секторе островного склона [1, 7].

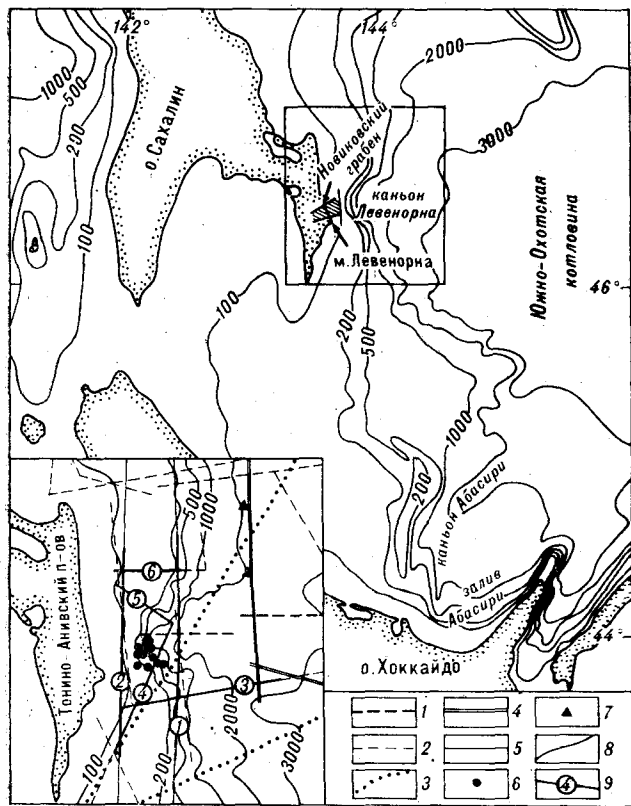


Рис. 1. Региональное положение каньона Левенорна и схема изученности (на врезке).

МОВ — НСП: 1 — НИС «Мирный», СахКНИИ ДВНЦ АН СССР и ВНИИМоргео, 1968—1969 гг. [4]; 2 — НИС «Пегас», СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972—1973 гг.; 3 — НИС «Дмитрий Менделеев», ИО АН СССР, 1974 г. [6]. МОВ — НСП и 3,5 кгГ профилограф: 4 — НИС «Хакури-мару», Геологическая служба Японии, 1977 г. [8]. МОВ ОГТ: 5 — НИС «Искатель», Тихоокеанская экспедиция ВМНПО «Союзморгео», 1979 г. Станция драгирования; 6 — НИС «Отважный», СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973 г.; 7 — НИС «Хакури-мару», Геологическая служба Японии, 1977 г. [8]. 8 — изобаты в метрах; 9 — фрагменты профилей, приведенные на рис. 3.

## СТРУКТУРА И ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХОЛА

На временных разрезах по профилям МОВ выделяются акустический фундамент и осадочный чехол. Поверхность акустического фундамента хорошо прослеживается на шельфе в окрестностях каньона, но теряет свою выразительность вблизи южного борта и под центральной частью каньона, что, очевидно, связано здесь с его погружением и интенсивной деформированностью. В южном борту каньона поверхность акустического фундамента расположена гипсометрически ниже, чем в северном, примерно на 2 км (здесь и ниже по ходу описания см. рис. 3). По данным драгирования [2, 8] и на основе корреляции с геологией Тоннино-Анивского полуострова [3] акустический фундамент сопоставим с новиковской свитой юрско-мелового возраста.

Осадочный чехол на шельфе и островном склоне вне каньона Левенорна состоит из двух толщ (снизу вверх) — А и В, различных по динамическим параметрам отражений и разделенных несогласием.

Толща А мощностью до 1,6—1,8 км заполняет наиболее глубокие отрицательные формы в рельефе акустического фундамента. Структура толщи А меняется в вертикальном разрезе. Ее базальная часть (фацция А-1) характеризуется разноориентированными, низкоамплитудными, невыдержанными по протяженности отражениями. Хаотическое строение и характерная форма заполнения палеодепрессии с резко несогласным нижним контактом толщи А свидетельствуют о значительной роли гравитационных процессов при ее аккумуляции. Верхняя часть толщи А имеет признаки палеоканалов (фацция А-2), заполненных осадками с косо-слоистой структурой. Передачей по профилям каналы прослеживаются через шельф на расстояние более 40 км при ширине от 10 до 18 км и глубине вреза относительно кровли толщи А 300—900 м. При сопоставлении с береговой геологией наиболее вероятным аналогом толщи А следует считать верхнеудйскую свиту (средний миоцен), которая находится в подобных структурных условиях в Новиковском грабене, выполняя наиболее погруженную его часть, и характеризуется значительной фацциальной изменчивостью по латерали, распространением седиментационных брекчий и субконтинентальных отложений [3], причем трудно ожидать обнаружения протяженных горизонтов слоистости по сейсмозаписи. Детальный анализ данных МОВ ОГТ на прилегающую акваторию залива Терпения вместе с данными бурения позволяет выявить серию погребенных каналов в осадочном чехле, которые вместе с каналами охотоморского склона Тоннино-Анивского полуострова образуют палеодренажную систему, обеспечивавшую привнос осадков в восточном и юго-восточном направлениях в среднем миоцене. Не исключено, что самые низы толщи А сформированы в более раннее (нижнемиоценовое) время.

Погребенные каналы в верхней части толщи А можно рассматривать в качестве палеоаналогов каньона Левенорна, при этом их отчетливое погружение на восток указывает, что они имели выход в глубоководную котловину, уже существовавшую к этому времени на месте современной Южно-Охотской котловины, а зона фациального перехода к более мористым осадкам располагалась восточнее современного положения островного склона. Можно ожидать, что гравитационные осадки и палеоканалы составляют лишь часть ретрогрессивного фациального комплекса толщи А, в то время как основная масса осадков накопилась в форме



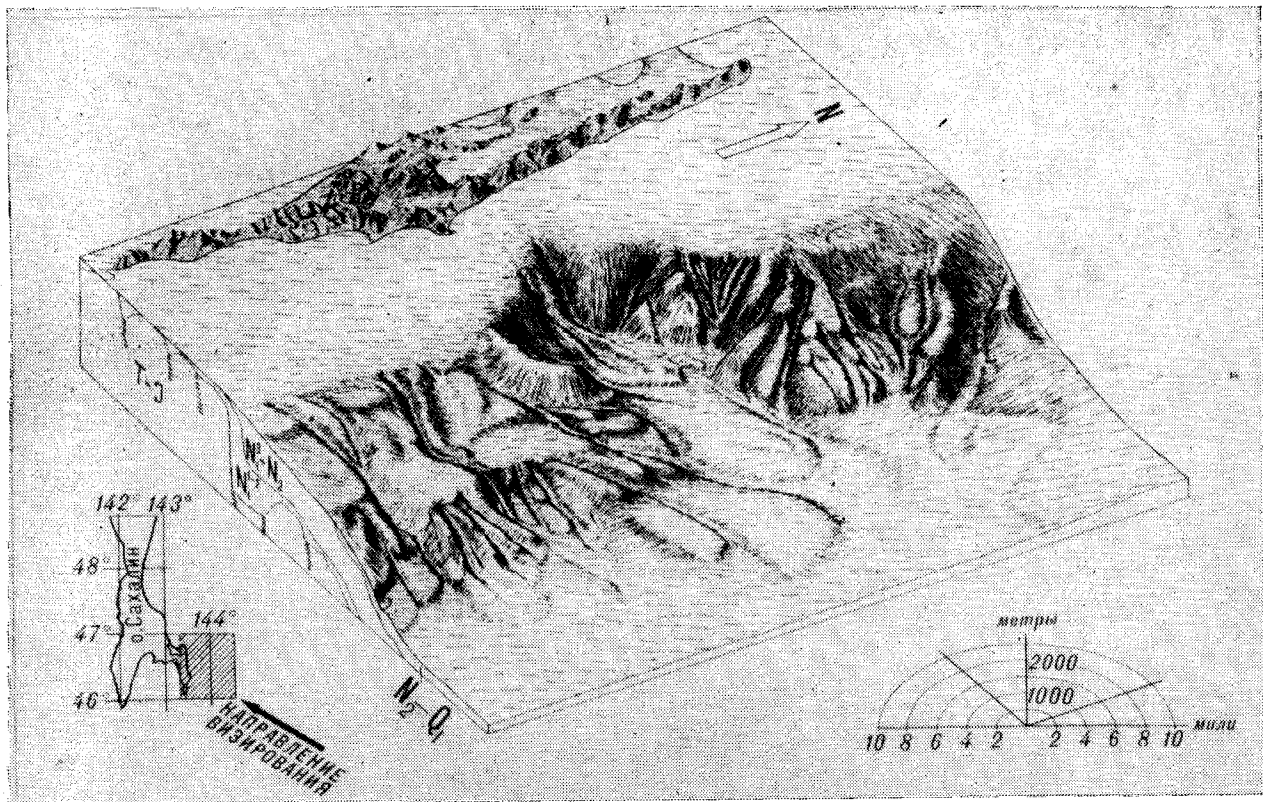


Рис. 2. Физиографическая блок-диаграмма каньона Левенорна.

Составлена в ортографической проекции И. П. Карогодиной. Преувеличение вертикального масштаба в 4,5 раза. Элементы геологии показаны условно.

подводных конусов вышоса в основании палеосклона и позже была опущена.

Толща А перекрыта акустически хорошо стратифицированными трансгрессивными отложениями толщи В мощностью до 2,0—2,2 км.

Толща В подразделяется на две фации. Нижняя из них (В-1) представлена чередованием протяженных отражений, переменных по амплитуде и частоте записи с частой инверсией фаз. Такая запись отражает значительную литологическую изменчивость и невыдержанность мощностей отдельных слагающих ее слоев. На профиле I, расположенном вдоль верхнего края островного склона, отражения в нижней части фации В-1 слабо дивергентны относительно бортов каньона Левенорна, что связано, очевидно, с пологим куполообразным подъемом зоны будущего заложения каньона, а в верхней части — субгоризонтальны и включают несколько маломощных косослоистых прослоев. В районе северного окончания профиля I на глубине 0,8 с фация В-1 включает оползневой горизонт, имеющий в плоскости профиля линзовидное сечение максимальной мощностью порядка 200 м и протяженность 13 км. Слагающие его отдельные оползневые тела представлены отражениями пологой куполовидной формы протяженностью до 3 км. Вышеперечисленные при-

знаки фации В-1 вместе с ее литологическими и фаунистическими характеристиками, полученными при драгировании [2], свидетельствуют о преобладании условий склона и шельфа. Судя по комплексам диатомей, определенным из драгированных образцов В. П. Болдыревой, накопление фации В-1 шло со среднего миоцена по плиоцен.

Фация В-2 локализована во впадинах, взрезанных в акустический фундамент или фацию В-1 на глубину до 700 м, и рассматривается как фация заполнения палеоканьонов. С нижней эрозионной границей фации В-2 отражения соотносятся по типу прилегания или подстилания, что связано с активным литодинамическим режимом при ее накоплении, а большая скорость осадконакопления обусловила быструю консервацию каньонов. При этом, исходя из интенсивной стратифицированности фации В-2, можно заключить, что турбидитные потоки были одним из определяющих факторов седиментации. В то же время присутствие грубообломочных несортированных прослоев [2] может быть вызвано гравитационным скольжением осадков по склонам палеоканьонов. Определения микрофоссилий из драгированных образцов [2] позволяют принять верхнемиоценовый-плиоценовый возраст фации В-2.

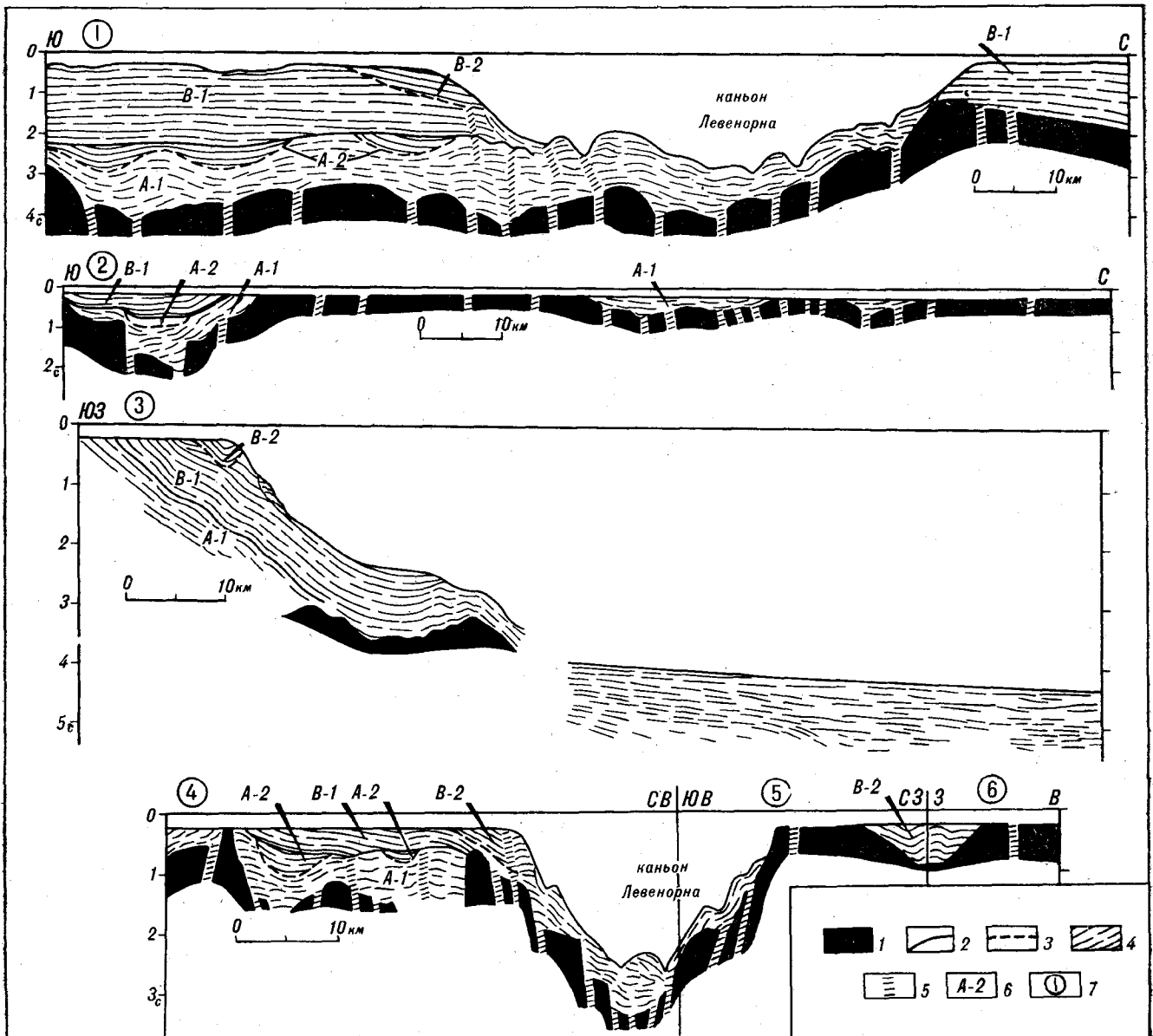


Рис. 3. Интерпретация временных разрезов (расположение см. на рис. 1).

1 — акустический фундамент; 2 — границы толщ, совпадающие с главными несогласиями; 3 — границы сеймофаций; 4 — отражения; 5 — разрывные нарушения; 6 — индексы сеймофаций; 7 — номера профилей, соответствующие таковым на рис. 1.

Осадочная толща каньона Левенорна врезана в последовательность вышеописанных толщ и представлена двумя фаціальными типами — олистостромой, выполняющей внутреннюю часть каньона, и турбидитами, которые слагают главным образом конус выноса и концентрируются в мелких каналах, осложняющих борта каньона. По сейсмическим характеристикам с учетом данных подводного опробования в составе олистостромы выделяются обломочные потоки, оползни слаболитифицированных осадков и блоковые оползни. Последние отображаются на сейсмозаписи сериями коге-

рентных отражений протяженностью до первых километров среди осадков хаотического строения. Отчетливая зональность отмечается для турбидитов — их проксимальные части ассоциируют с оползевыми телами и грубослоисты, тогда как дистальные имеют более тонкую слоистость. С помощью 3, 5 кГц профилографа установлено для приповерхностной части осадочного чехла мощностью до 100 м, что дистальные части турбидитных потоков аккумуляруются на удалении более 30 км от устья каньона и латерально переходят в монотонные акустически прозрачные осадки [8]. Формиро-

вание осадочного комплекса каньона Левенорна началось в конце плиоцена — начале плейстоцена, как показали результаты диатомового анализа драгированных образцов, и продолжается поныне в основном за счет разрушения толщ А и В.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ структуры осадочного чехла приводит к заключению, что кайнозойская эрозивная история островного склона Юго-Восточного Сахалина состоит по меньшей мере из трех циклов каньонобразования. Первый цикл протекал в середине миоцена, второй — в конце миоцена — плиоцене и третий цикл, который привел к формированию каньона Левенорна, начался в конце плиоцена — начале плейстоцена и продолжается поныне. Однако морфология каньонов, как и структура выполняющих их толщ, в каждом случае различна, и нельзя говорить о простом чередовании условий. Различия в механизме образования каньонов каждого из циклов отражают их различное положение в морфоструктуре островного склона, что не согласуется с моделью постоянного наращивания островного склона Юго-Восточного Сахалина осадконакоплением в течение всего кайнозоя [5] или образования островного склона в результате одноактного погружения дна Южно-Охотской котловины, начавшегося в конце плиоцена — плейстоцене [2]. Предположение о чередовании периодов проградации и эрозии лучше соответствует наблюдаемым структурным соотношениям осадочных толщ шельфа и островного склона.

Циклы каньонобразования связаны, вероятно, главным образом с этапами развития Южно-Охотской котловины, так как сами каньоны могли образоваться только на подводных склонах значительной крутизны, а глубину вреза, боковую эрозию и энергию седиментационных процессов определял темп погружения глубоководного бассейна или эвстатические изменения уровня океана. Подвижность фундамента Южно-Охотской котловины на границе с фундаментом островного склона является возможным механизмом, объясняющим образование зоны повышенной деформированности толщ А и В в основании островного склона. С другой стороны, подвижность фундамента островного склона привела бы к деформированности толщ вдоль всего склона сверху вниз.

Цикличность каньонобразования на палеосклоне Юго-Восточного Сахалина, как минимум, с начала среднего миоцена, позволяет предполагать распространение в нижних частях осадочного чехла мощных погребенных конусов выноса, перспективных на поиски углеводородов.

При образовании каньона Левенорна контролирующим фактором явилась структура фундамента с грабенообразным трогом. Активизированная в конце плиоцена — начале плейстоцена зона разломов вдоль северного борта трога при выходе на островной склон индуцировала развитие интенсивных гравитационных процессов и способствовала эрозии турбидитными потоками слабоконсолидированных третичных отложений. Оползнеобразование вблизи активизированной зоны и привело к дугообразным врезам на верхнем краю склона и амфитеатроподобной форме каньона Левенорна.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973.
2. Васильев Б. И., Туезов И. К. и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины. — Сов. геол., 1975, № 10.
3. Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970.
4. Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
5. Снеговской С. С., Дружин В. И. О структурах шельфа Юго-Восточного Сахалина и его сочленении с

- Курильской котловиной. — ДАН СССР, 1974, т. 249, № 2.
2. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981.
7. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т. 22.)
8. Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido. — Cruise report N11. Geological Survey of Japan. Tokyo, 1978.
9. Nagano M., Sokurai M. et al. Submarine geology of northeast coast of Hokkaido. — Rept. Hydrogr. Res., 1974, N9.

СазКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
18 января 1983 г.

М. Д. Герасименко, А. П. Кириенко, Г. А. Шароглазова

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СПОСОБОМ УРАВНИВАНИЯ РАЗНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЙ БЕЗ ТВЕРДЫХ ПУНКТОВ НА ПРИМЕРЕ ТОЛБАЧИНСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (Камчатка)

При определении горизонтальной составляющей современных движений земной коры принято фиксировать в пространстве как минимум два пункта сети и выдвигать гипотезу о неизменности их взаимного положения во времени. Как показали исследования, такой подход в комплексе с неизбежными случайными погрешностями геодезических измерений в сети

в настоящее время к характеристикам горизонтальной составляющей современных движений земной коры (СДЗК), найденным по геодезическим данным, принято относить следующие величины:

- 1) векторы горизонтальных смещений точек земной поверхности;
- 2) компоненты деформаций земной поверхности;
- 3) разности наклонных дальностей.

Векторы горизонтальных смещений, как правило, определяются по разностям уравниваемых координат. Компоненты деформаций могут быть вычислены либо по разностям уравниваемых координат, либо по разностям непосредственно измеренных величин: а) углов треугольника (метод Франка), б) углов и сторон, образующих эти углы [7].

В свою очередь, разности уравниваемых координат могут быть получены двумя путями:

- 1) из раздельного уравнивания угловых или линейно-угловых измерений, выполненных в сравниваемые эпохи;
- 2) из уравнивания разностей измеренных величин параметрическим или коррелятным способом [1, 5].

При этом принято фиксировать в пространстве как минимум два пункта сети и выдвигать гипотезу о неизменности их взаимного положения во времени. Как показали исследования [2], такой подход в комплексе с неизбежными случайными погрешностями геодезических измерений в сети вносит весьма существенные искажения в реальную картину горизонтальных деформаций земной поверхности. Практически вероятность ее получения на противоположных от исходных пунктов краях сети приближается к нулю.

Способом, позволяющим увеличить достоверность получаемых результатов, является метод трансформирования, который дает лучшие ре-

зультаты, если в сети имеется система относительно стабильных пунктов, расположенных по краям сети. Однако, если число относительно стабильных пунктов невелико (около 17%) и они расположены на одном краю сети, то метод трансформирования не обеспечивает достоверность получения векторов горизонтальных смещений на противоположном краю сети.

Из вышеперечисленных характеристик горизонтальной составляющей СДЗК к неискаженным в результате математической обработки следует отнести разности наклонных дальностей и компоненты деформаций, вычисленные по непосредственно измеренным величинам.

Однако от традиционного способа отображения горизонтальной составляющей СДЗК с помощью векторных схем отказаться нельзя, так как именно эти схемы дают наиболее наглядную картину результирующих подвижек на обширных участках.

С целью увеличения достоверности отображения площадного распределения горизонтальных деформаций векторами предлагается производить уравнивание разностей измеренных сторон, направлений и азимутов без фиксации исходных пунктов в сети, т. е. все элементы в сети принимать за определяемые.

С целью увеличения достоверности отображения площадного распределения горизонтальных деформаций векторами предлагается производить уравнивание разностей измеренных сторон, направлений и азимутов без фиксации исходных пунктов в сети, т. е. все элементы в сети принимать за определяемые.

В основу предлагаемой методики положен параметрический способ уравнивания свободных геодезических сетей [9]. Методика реализована в виде программы, составленной М. Д. Герасименко на языке ФОРТРАН-IV (Е.С. ЭВМ). При этом используются три типа уравнений поправок разностей: направлений, сторон и дирекционных углов. Веса уравниваемых величин вычисляются по формуле

$$P_i = \frac{\mu^2}{m_i^2}, \quad (1)$$

где  $m_i$  — средняя квадратическая ошибка соот-

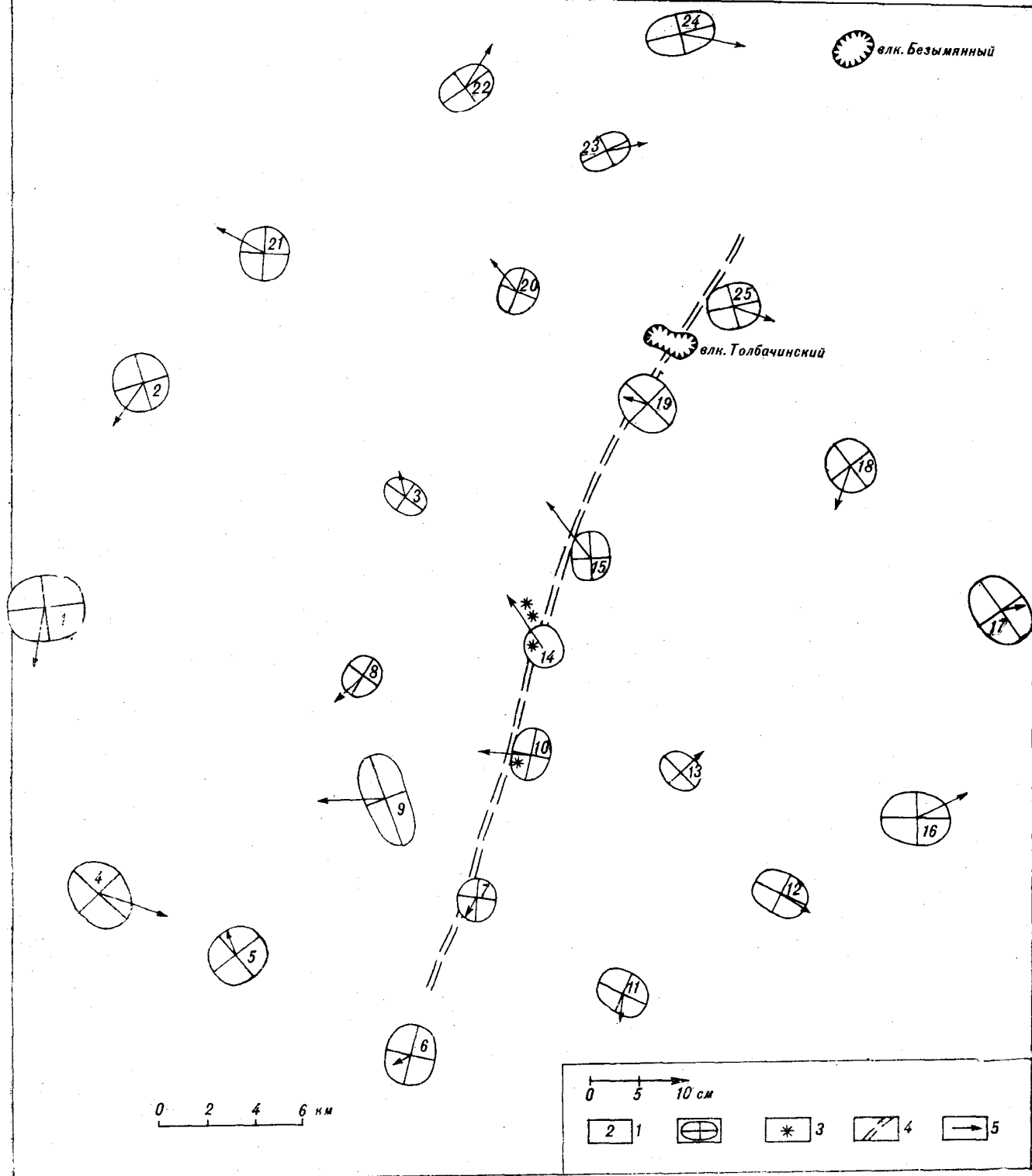


Рис. 1. Схема векторов горизонтальных смещений на Толбачинском геодинамическом полигоне 1976—1977 гг.  
 1 — пункт триангуляции; 2 — эллипс ошибок; 3 — места образования Новых Толбачинских вулканов (Северный и Южный прорывы); 4 — основной разлом; 5 — векторы горизонтальных смещений.

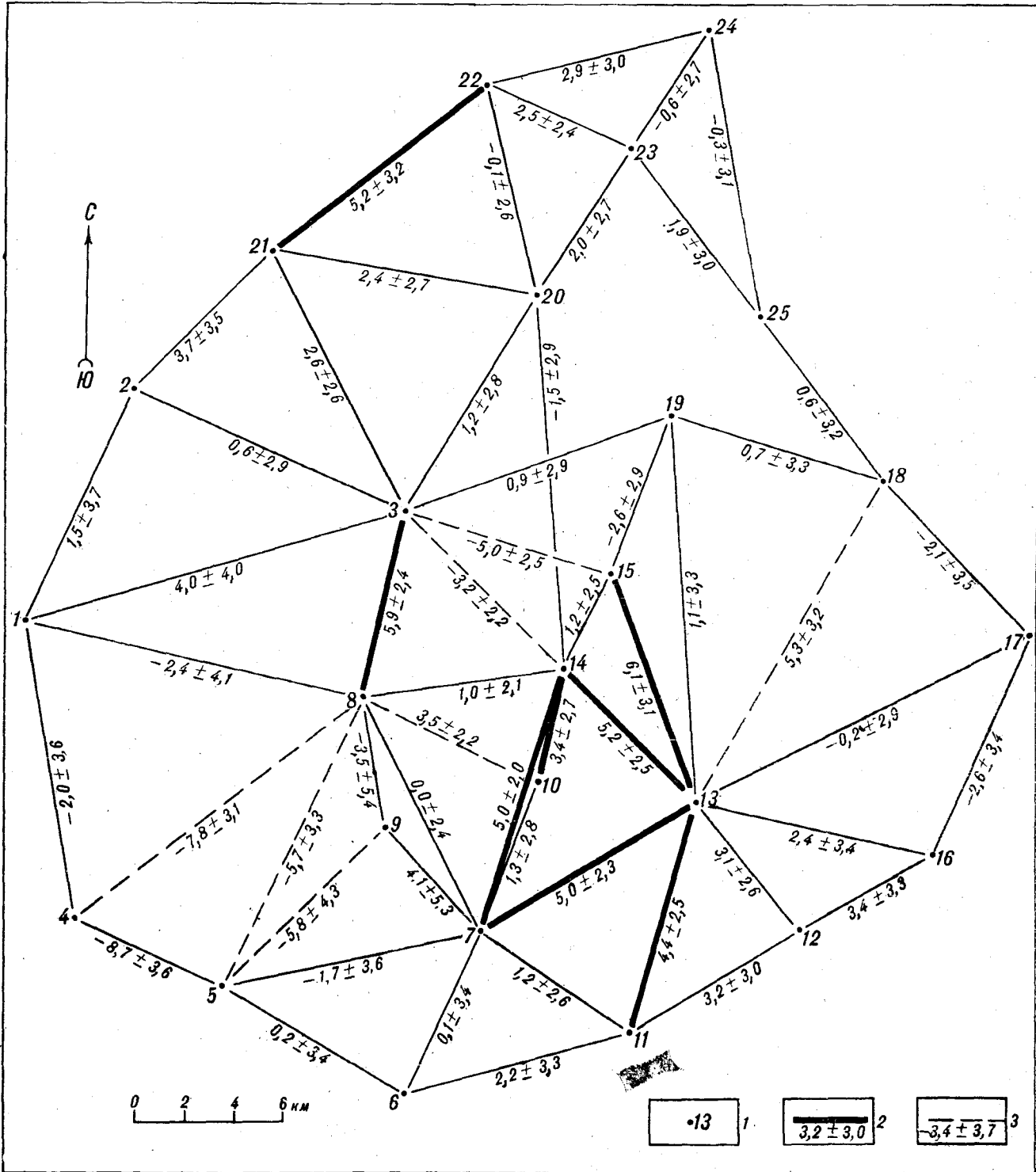


Рис. 2. Схема разностей уравненных сторон.

1 — пункт триангуляции; 2 — сторона триангуляции со значимым растяжением; величина растяжения и характеристика точности его определения в см; 3 — сторона триангуляции со значимым сжатием; величина сжатия и характеристика точности его определения в см.

ветствующей разности,  $\mu$  — средняя квадратическая ошибка единицы веса, принятая до уравнивания.

Единственное нормальное псевдорешение уравнений поправок, удовлетворяющее условию метода наименьших квадратов

$$V^T P V = \min, \quad (2)$$

дает вектор уравненных разностей координат двух эпох

$$X = -N^+ L, \quad (3)$$

где псевдообратная к матрице нормальных уравнений  $N$  матрица, удовлетворяющая условию  $X^T X = \min$ , с целью повышения устойчивости решения и ослабления влияния ошибок округлений находится по формуле

$$N^+ = \sum_{i=1}^r \lambda_i^{-1} Z_i Z_i^T, \quad (4)$$

$\lambda_i$  и  $Z_i$  — собственные значения и соответствующие им собственные векторы матрицы  $N$ ;

$$r = 2n - d, \quad (5)$$

$r$  — ранг матрицы  $N$ ;  $d$  — дефект сети, равный числу недостающих исходных данных, необходимых для установления масштаба, ориентировки или положения сети относительно принятой системы координат;  $L$  — вектор свободных членов системы нормальных уравнений;  $P$  и  $V$  — весовая матрица и вектор поправок к разностям измерений двух эпох.

Для оценки точности любых параметров СДЗК используется формула

$$m_F = \sqrt{f K(X) f^T}, \quad (6)$$

где  $f$  — строка коэффициентов весовой функции;  $K(X) = \sigma^2 N^+$  — ковариационная матрица разностей уравненных координат двух эпох;  $\sigma$  — средняя квадратическая ошибка единицы веса из уравнивания.

В качестве дополнительной характеристики точности определения величин СДЗК вычисляются параметры эллипсов ошибок получения горизонтальных смещений пунктов.

Предлагаемым способом уравнены разности направлений и сторон, измеренных в 1976 и 1977 гг. в линейно-угловой сети Толбачинского геодинимического полигона. Результаты уравнивания представлены на рис. 1 и 2.

Ошибки векторов горизонтальных смещений пунктов возрастают по мере удаления от центра сети и не превышают 3,4 см, большая полуось эллипса ошибок по сети не превышает

3,8 см. С вероятностью 94,3—97,2% можно утверждать, что значимые векторы горизонтальных смещений получены на пунктах 1, 4, 8, 21 и 24. Для пунктов 9, 10, 14 и 15 вероятность утверждения о значимости векторов составляет 98,8—99,7%.

На рис. 2 выделены значимые с вероятностью не ниже 91,1% разности уравненных сторон, с помощью которых выявляются зоны расширения и сжатия, расположенные вокруг Северного и Южного прорывов Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975—1976 гг. Зона сжатия распространилась относительно узкой полосой на юго-запад от Южного прорыва.

Программа прошла также испытания на модельной сети сплошной триангуляцией, состоящей из 36 правильных треугольников с длиной стороны 10 км. В модели были заданы горизонтальные деформации и смоделированы случайные погрешности угловых измерений. Средняя квадратическая ошибка отклонений полученных векторов от заданных получилась равной  $\pm 5,5$  см. В целом отмечена хорошая сходимость заданных деформаций с полученными предлагаемым способом.

## ВЫВОДЫ

1. Предлагаемый способ определения горизонтальной составляющей СДЗК дает более надежные по сравнению с уравниванием традиционными способами результаты, так как позволяет исключить влияние на значения искомым векторов систематических ошибок измерений, ошибок редуцирования и ошибок исходных данных.

2. По результатам уравнивания разностей измеренных горизонтальных направлений и сторон получена уточненная по сравнению с ранее полученными данными [3, 4, 8] картина горизонтальных деформаций земной поверхности в районе БТТИ в период 1976—1977 гг. Она хорошо согласуется со схемами площадного распределения компонент деформаций, найденными по непосредственно измеренным величинам (углам и сторонам).

3. Уверенно (с вероятностью 95%) зафиксирована зона сжатия в центре полигона, которая связана, очевидно, с происходившим в этот период процессом остаточных деформаций, вызванных БТТИ в 1975—1976 гг. [6].

4. Существенных горизонтальных деформаций на севере сети не отмечено.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Изотов А. А. О геодезических методах изучения движений земной коры. — Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 1963, № 1.

2. Изотов А. А. Опыт моделирования горизонтальных движений земной коры. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Третий Междуна-

- родный симпозиум. Ленинград, СССР, М., 1968.
3. Кириенко А. П. Результаты определения горизонтальных деформаций земной поверхности в районе Большого трещинного Толбачинского извержения по материалам угловых и линейных измерений, 1971, 1976 и 1977 гг.— Бюл. вулканологических станций, № 56, М., 1979.
  4. Кириенко А. П., Шульман В. А., Никитенко Ю. П. Анализ методов и результатов геодезических работ на Толбачинском геодинамическом полигоне в 1971—1976 гг.— В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978.
  5. Панкрушин В. К. Геодезические методы определения и оценка точности некоторых параметров горизонтальных движений земной коры. Новосибирск, 1972. (Тр. НИИГАиК, т. 27.)

Предприятие ГУГК

6. Федотов С. А., Эман В. Б. и др. Деформации земной поверхности вблизи Новых Толбачинских вулканов (1975—1976 гг.).— В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978.
7. Шульман В. А., Фотиади Э. Э. и др. Изучение полей деформаций земной коры методом конечных элементов.— Геодезия и картография, 1979, № 5.
8. Шульман В. А., Шароглазова Г. А. Горизонтальные и вертикальные деформации земной поверхности в районе Большого трещинного Толбачинского извержения по данным геодезических измерений 1971, 1976 и 1977 гг.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 3.
9. Ashkenazi V. Criteria for optimization: a practical assessment of a free network adjustment.— Bollettino di geodesia e scienze affini, 33, 1974, N 1.

Поступила в редакцию  
13 января 1983 г.

УДК 551.734.3

М. В. Горошко

## О ДЕВОНСКИХ СВИТАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО СИНЕГОРЬЯ (Ханкайский срединный массив)

Изучение состава отложений различных свит юго-западного Синегорья в обнажениях, находящихся на различном расстоянии от палеоцентров вулканизма, позволило сделать вывод об одновременности их образования и приуроченности к разным фациальным

Девонские вулканогенные образования Ханкайского срединного массива впервые выделены и описаны Н. Г. Мельниковым [5]. Позднее Л. А. Изосов [3] отнес к девону сложный комплекс пестрых по составу отложений, развитых в бассейнах рек Черниговки, Синегорки, Тихой, Снегуровки (см. рисунок), и расчленил их на вассиановскую, тихорецкую, левочерниговскую свиты, светлояровскую толщу, люторгскую свиту и толщу диабазов суммарной мощностью около 9750 м [2].

Возраст отложений обоснован Л. А. Изосовым находками фораминифер среднего девона — *Cribrosphaeroides simplex* (Reifl.), *Bisphaera elegans* Viss., *Tournayellides* и др. в прослоях известняков второй пачки вассиановской свиты, а также флоры раннего (Psilophytites sp., *Platylphyllum* sp.) и среднего (*Protohyehia* sp. nov. *Ghyrtophyton* sp., *Protolepidodendron sharianum* Kreya *Blasaria* sp.) девона в кремнистых алевролитах люторгской свиты.

Четкие взаимоотношения девонских свит не установлены. Л. А. Изосов придерживается мнения о согласном залегании отложений вассиановской, левочерниговской свит и вышележащей светлояровской толщ. Что касается положения в разрезе тихорецкой и люторгской свит, то проведенные работы с примене-

нием единых вулканогенно-осадочных формаций. Описываются условия их формирования, предлагается новая стратиграфическая схема девонских отложений района.

нием опорного и картировочного бурения однозначного ответа на этот вопрос не дали. Мощностность девонских вулканогенных образований, определенная по разрозненным разрезам, значительно завышена и не соответствует данным глубинного сейсмического зондирования [1] и результатам опорного бурения.

Детальное изучение разрезов отложений тихорецкой, вассиановской, левочерниговской и люторгской свит позволило объединить их в единый вулканогенно-терригенный комплекс, а выделенные Л. А. Изосовым стратиграфические подразделения или их части считать стратиграфическими аналогами. На синхронность их образования указывают следующие данные.

В первой и второй пачках вассиановской свиты наблюдаются горизонты и линзы карбонатизированных миндалекаменных и массивных эффузивных диабазов, аналогичных левочерниговским. Л. А. Изосовым они описаны в истоках р. Грибной, а нами — в керне скважин в верховьях левых притоков руч. Падь Шутева. Залегают они параллельно слоистости в песчаниках и алевролитах. В кровле наблюдается тонкий прослой левобрекчии, поверхность контакта диабазов с перекрывающими их породами неровная, бугристая. Мощность горизонтов лавы до 1—2 м.



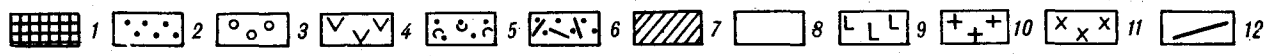
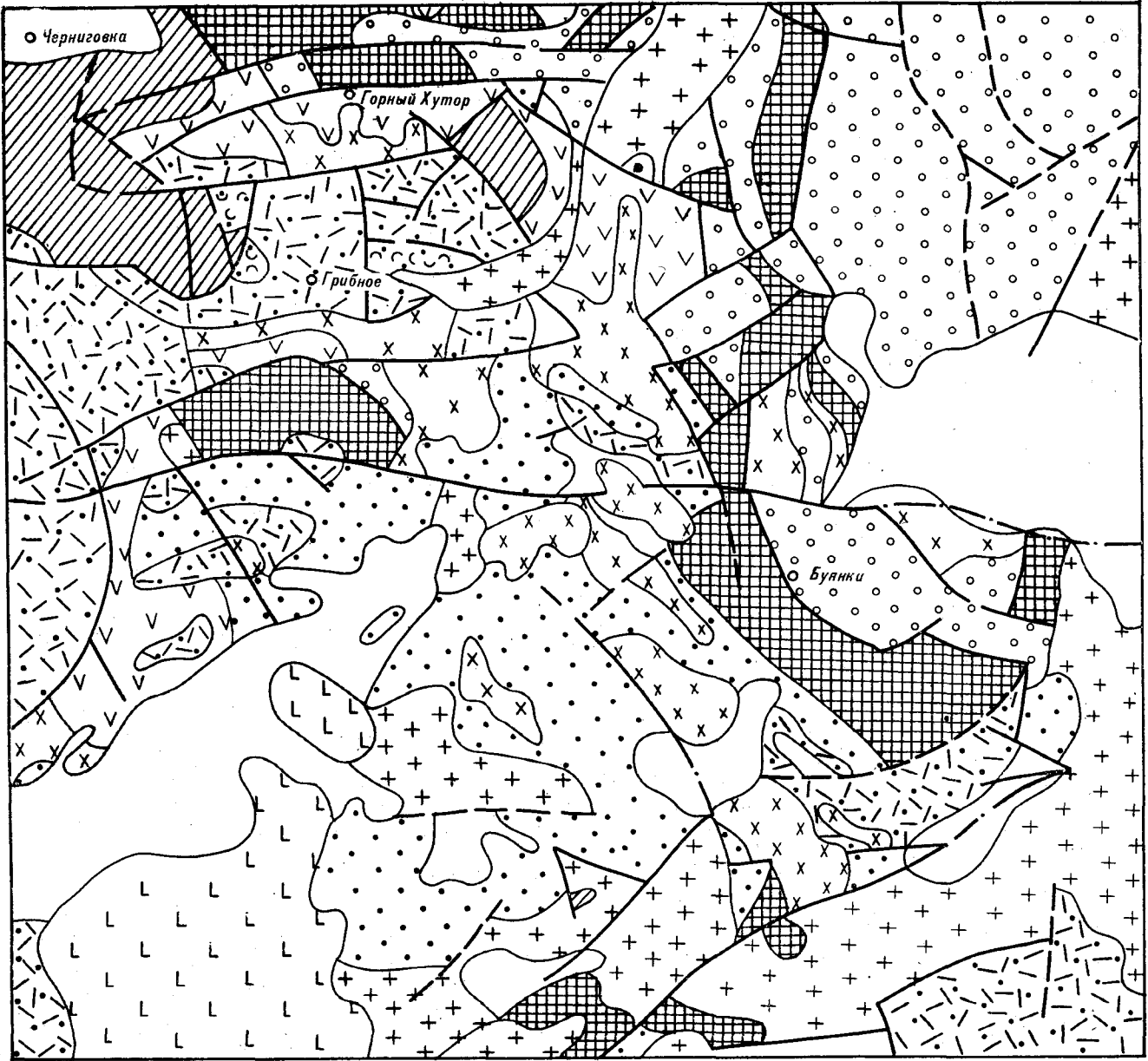


Схема распространения девонских отложений юго-западного Синегорья (составлена с использованием материалов Изосова Л. А.).

1 — нижнеембрийские карбонатно-терригенные образования; 2 — среднедевонские вулканогенно-терригенные породы вассиановской свиты; 3 — грубообломочные образования тихорецкой свиты; 4 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения левочерниговской свиты; 5 — вулканогенно-осадочные отложения люторгской свиты; 6 — вулканиды кислого состава светлогорской толщи; 7 — позднепермские терригенно-вулканогенные отложения; 8 — верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые терригенные отложения; 9 — неогеновые базальты; 10 — гранитоиды различного возраста; 11 — среднедевонские экструзии; 12 — тектонические нарушения.

По данным опорного бурения в междуречье рек Монастырки и Грибной первая и вторая пачки вассиановской свиты на 80% сложены вулканидами основного состава (базальты, андезитобазальты, андезиты). При приближении к палеоцентрам вулканизма (вулканотектоническим депрессиям) мощность осадочных пород вассиановской свиты сокращается при одновре-

менном увеличении в ней роли вулканогенных пород.

То же наблюдается и в разрезах левочерниговской свиты, граница которой с вассиановской свитой является нечеткой, «скользящей» (по Л. А. Изосову). Осадочные и вулканогенно-осадочные породы в ней практически полностью исчезают при приближении к вулкано-

тектоническим структурам. Так, в верховьях р. Грибной, во внешнем обрамлении Монастырищенской вулкано-тектонической депрессии, она представлена исключительно вулканитами: диабазами, андезитобазальтами с тонкими, редкими прослоями фельзитов, липаритовых порфиров и туфов кислого состава, и только на крайнем западе, за пределами депрессии, в окрестностях сел Высокое, Абражеевка, в левочерниговской свите среди вулканитов основного состава вновь появляются прослои осадочных пород.

Вулканиты основного состава обнаружены и в тихорецкой свите. В первой пачке свиты, в районе с. Халкидон, присутствуют горизонты диабазов и андезитобазальтов мощностью до 6 м. В породах второй пачки свиты отмечаются обломки вулканитов основного состава, прослои туфов и базальтов. Обломочный материал основного состава в конгломератах тихорецкой свиты наблюдался нами на правом берегу р. Медведицы и на восточном склоне горы Острой.

Наличие в нижней части разреза вассиановской и тихорецкой свит горизонтов диабазов, андезитобазальтов и туфов основного состава, характерных для левочерниговской свиты, резкое замещение осадочных пород вулканитами основного состава при приближении к границам вулкано-тектонических депрессий свидетельствуют о том, что названные подразделения являются стратиграфическими аналогами, а различие в составе отложений обусловлено фациальной зональностью в пределах разновозрастной толщи.

Следовательно, толщу основных эффузивов левочерниговской свиты и разновозрастных им осадочных и эффузивно-осадочных пород первой и второй пачек вассиановской и тихорецкой свит можно объединить в единую базальто-терригенную формацию, слагающую нижнюю часть разреза девонских отложений. Мощность отложений формации составляет не более 1500 м.

Верхние части разрезов вассиановской, тихорецкой свит и люторгская свита, содержащая вулканогенный материал кислого состава, являются, скорее всего, аналогами кислых эффузивов светлояровской толщи. Присутствие вулканогенного материала сходного состава в осадочных толщах обнаружено во многих местах района. В вассиановской свите заметное количество вулканогенного материала установлено в экзоконтакте Куйбышевской гранитной интрузии в бассейне руч. Падь Каленовская (правобережье р. Каленовки), где в разрезе третьей пачки свиты описаны туфогенные алевропесчаники с примесью оскольчатых, клинообразных и рогульчатых обломков кварца. Горизонты туфитов и туфов кислого состава

ва в вассиановской свите описаны в 2—3 км севернее с. Вассиановки и в районе горы Острой. Мощность их от 2 до 30 м. В междуречье рек Монастырки — Грибной, в периферической части Монастырищенской вулкано-тектонической депрессии, среди алевролитов и песчаников свиты закартированы горизонты туфов липаритов мощностью 55—60 м. Порода имеет псаммитовую и алевролитовую структуру. Обломочный материал представлен кварцем, сцементированным разложившимся (хлоритизированным, карбонатизированным) вулканическим стеклом.

Галька липаритов среди отложений вассиановской свиты описана в бассейне р. Ново-Троицкой (район горы Баран).

Вулканогенный материал кислого состава установлен и в отложениях тихорецкой свиты. В междуречье рек Черниговки — Вассиановки в тихорецкой свите среди песчаников, конгломератов и алевролитов отмечаются горизонты туфов кислого состава. Южнее с. Грибного, в правом борту руч. Чертова Падь, песчаники третьей пачки свиты содержат гальку диабазов и фельзитов. В истоках р. Правой Тихой в тихорецкой свите описаны Л. А. Изосовым и подтверждены нашими наблюдениями гальки биотитовых гранитов, амфиболитов, липаритовых порфиров и фельзитов. В районе пос. Четвертый лесучасток, в 1,5 км к югу от него, в конгломератах свиты, наряду с обломками известняков и кремнистых пород встречается галька сферолитовых фельзитов, липаритовых порфиров и дацитов.

Обломки кислых эффузивов установлены в песчаниках и гравелитах четвертой и пятой пачек тихорецкой свиты в низовьях р. Медведицы и в бассейне р. Ново-Троицкой.

Следовательно, породы верхних частей разрезов тихорецкой и вассиановской свит формировались одновременно со светлояровской толщей.

Положение люторгской свиты в районе с. Флегенто и западнее с. Грибного относительно светлояровской толщи еще более определено: наличие среди вулканомиктовых конгломератов, кремнистых алевролитов, песчаников и туфопесчаников туфов и туфов кислого состава, аналогичных породам светлояровской толщи, однозначно свидетельствует о том, что люторгская свита формировалась в период вулканической деятельности, т. е. ее можно рассматривать как промежуточную (паравулканогенную) фацию по отношению к центру извержения. К отдаленно-вулканической фации следует отнести третью пачку вассиановской свиты и ту часть тихорецкой свиты, в которой присутствует вулканогенный материал кислого состава.

Таким образом, светлояровскую толщу, лю-

торгскую свиту и верхнюю часть разрезов вассиановской и тихорецкой свит можно объединить в единую липаритовую информацию. Мощность ее по геологическим данным не более 3000 м, при пересчете же гравиразведочных данных мощность получается меньше в 1,5—2 раза.

Формированию девонских отложений в юго-западном Синегорье предшествовало прогибание территории и затопление ее морем с сильно изрезанной береговой линией и отдельными, изолированными друг от друга заливами. В одних заливах накапливались в основном продукты размыва гранитов и протерозойских метаморфических толщ (вассиановская свита), в других — преимущественно продукты размыва карбонатно-терригенных пород рифея — кембрия (тихорецкая свита). Ареалы накопления осадочных пород различного состава были разобцены: кварцевые, олигомиктовые песчаники, гравелиты и алевролиты — продукты размыва гранитов и метаспоровидов накапливались на западе района и не распространялись восточнее линии с. Горный Хутор — верховья р. Тихой — среднее течение р. Ново-Троицкой; полимиктовые и известковистые песчаники, гравелиты, конгломераты, реже — алевролиты накапливались в основном в северо-восточной части района, изредка проникая в виде твердого речного стока по палеоруслу и во впадины западной его части.

При активизации магматизма возникли отдельные щитовые вулканы, где формировались покровы базальтов и андезитобазальтов левочерниговской свиты. На некотором удалении от вулканов накапливались вулканогенно-осадочные отложения вассиановской и тихорецкой свит как с единичными прослоями диабазов, так и с многократным переслаиванием осадочных и вулканогенных пород (Верхне-Грибнинская антиклиналь). На еще большем расстоянии от центров вулканизма продолжали накапливаться осадочные отложения с очень незначительной примесью вулканогенного материала.

Изменение характера вулканизма привело к

резкой смене состава продуктов вулканической деятельности (с основных на кислые). В это время формировались островные стратовулканы, извергавшие большое количество лав, туфов и игнимбриков. Сильные вулканические извержения сопровождались выпадением вулканического пепла, лапиллей и бомб в окружающий островные вулканы морской бассейн. При последующем воздымании и осушении территории вулканическая деятельность протекала в наземных условиях. На территории свыше 6000 м<sup>2</sup> сформировалась вулкано-тектоническая структура типа риолитового плато [4], сложенная туфами, игнимбриками, потоками лав кислого состава с многочисленными липаритовыми куполами (светлоярковская толща). В озерных котловинах отлагались туфогенные песчано-галечниковые отложения (люторгская свита бассейна р. Черниговки по Л. А. Изосову).

В последующую стадию вдоль отдельных разломов произошли вулканические извержения в виде лав и туфов основного состава (диабазовая толща). Последовавшее затем опускание обширных блоков земной коры привело к формированию депрессий, в которых накапливалась вулканогенная моласса средне-позднедевонского возраста, сохранившаяся от размыва в районе сел Ново-Гордеевки, Известки, г. Артема и в других местах.

В заключительные этапы девонского вулканизма в пределах риолитового плато, в основном в центральной его части, сформировались субвулканические и гипабиссальные тела трахифельзитов, трахидацитов, андезитов, граносиенитов, сиенитов, диоритов и габброидифференциатов основной щелочной магмы, а несколько позднее — и редкометаллических «куйбышевских» гранитов. Сформировалось сводовое поднятие, в котором кислые вулканы сохранились лишь на крыльях: в центральной части свода на дневную поверхность выведены низы разреза девонских отложений, а участками — и породы фундамента, прорванные многочисленными телами пород основного — субщелочного и кислого составов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В. Г., Глибиденко Г. С. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ. М.: Наука, 1976.
2. Изосов Л. А. Палеозойские формации и геологическое строение юго-западного Синегорья (Приморье). Автореф. канд. дис. Владивосток, 1974.
3. Изосов Л. А. Девонские отложения юго-западного Синегорья (Приморский край). — В кн.: Стратиграфия палеозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
4. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1. М.: Наука, 1976.
5. Мельников Н. Г., Изосов Л. А., Бажанов В. А. Девон Приморья. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Ю. А. Косыгин

## ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

## ЗАМЕТКА ДЕВЯТАЯ

## О НОВОЙ КОНТРАКЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЕ

В заметке осуждены основные положения «новой контракционной» гипотезы, разработанной в книге

В. В. Орленка «Физические основы эволюции перисферы Земли».

## 1

В книге В. В. Орленка [5] речь идет ни много ни мало, как о возрождении контракционной гипотезы на основании новейших геологических и геофизических данных. При преобладании в настоящее время гипотез мобилистского направления выход этой книги является если не исключительным, то во всяком случае весьма заметным событием на пути «поисков истины» в геологической науке.

между которыми наиболее вероятными являются изменения земной коры вследствие сокращения земного шара от охлаждения. Как известно, идея о таком сокращении, богатая вытекающими из нее последствиями, принадлежит к *счастливейшим научным завоеваниям*» (курсив наш. — Ю. К.) [2, с. 101—102]. Однако контракционная гипотеза вскоре уступила место другим концепциям. В результате детальных исследований в процессе разведки и разработки полезных ископаемых выяснилась значительная роль медленных вертикальных перемещений земной коры, отражавшихся на мощностях осадочных толщ. Мощности стали мерой вертикальных движений. Здесь, конечно, была уловлена только вертикальная компонента, горизонтальная же компонента, не оставляющая заметных следов в осадках, была не замечена и вследствие этого игнорировалась. Процесс изживания контракционной гипотезы и расцвета «вертикализма» начался на рубеже 20-х и 30-х гг. XX столетия. В начале 50-х гг. идеи вертикализма и фиксизма занимают не только главенствующее, но и узаконенное положение. Они стали почти общепризнанными. Так, в 1951 г. в «Известиях Академии наук СССР» (серия геологическая, № 3) было сообщено об обсуждении геологами, геофизиками, геохимиками и астрономами достоверно установленных геологических фактов, причем были поставлены вопросы, «на которые были даны согласованные ответы, отражающие, по мнению всех участников, то, что достоверно установлено современной геологией». В частности, на вопрос: «Каковы основные проявления тектонических движений земной коры?» дан был согласованный ответ: «Основными и наиболее универсальными тектоническими движениями земной коры являются вертикальные (колебательные) ее движения. Смятие слоев в складки и образование разломов в земной коре пред-

Напомним, что контракционная гипотеза прожила свой длинный золотой век и долгое время служила руководящей идеей в геологических исследованиях. Еще в 1776 г. женевец Орас Бенедикт Соссюр, один из первых геологов-исследователей Альп, пришел к заключению, что складчатость образовалась вследствие бокового давления. В развитие этого умозаключения много позже (1852 г.) идея сжатия земных слоев в складки, объединившись с космической гипотезой Канта — Лапласа, дала начало контракционной гипотезе, основоположником которой считается Эли де Бомон. Предполагалось, что жидкая Земля, остывая, сокращается в объеме, а сравнительно тонкая кора ее при этом сминается в складки и образует цепи горных сооружений. М. Неймайр, книга которого была издана на русском языке в 1904 г., писал, что «приведенные факты представляют достаточно оснований, чтобы допустить существование огненно-жидкого ядра внутри Земли, и в настоящее время очень многие убеждены в справедливости этой гипотезы... Физики и астрономы неоднократно оспаривали возможность огненно-жидкого состояния земного ядра, но безуспешно...» [4, т. II, с. 133].

В статье, опубликованной в 1894 и 1919 гг., А. П. Карпинский писал: «В геологическом отношении гораздо важнее значительные дислокационные явления, вызываемые причинами,

ставляют собой явления более ограниченные во времени и пространстве. Складчатые движения развиваются там, где колебательные движения приобретают наибольшую интенсивность». На второй вопрос: «Существовали ли горизонтальные перемещения материков, как целого?» — был дан ответ: «*Большие горизонтальные перемещения материков в свете идей Вегенера заведомо не существовали*» (курсив наш. — Ю. К.).

Приведенные согласованные ответы были даны В. В. Белоусовым, А. В. Пейве, П. Н. Кропоткиным, В. А. Магницким, В. В. Щербиной, О. Ю. Шмидтом, Н. С. Шатским, М. В. Гзовским, Ф. Ю. Левиным, Е. Н. Люстихом и Г. Ф. Хильми. С этой мощной платформы некоторые из них были смыты волнами мобилизма, некоторые же остались, как скалы, поражающие своей несокрушимостью. Я думаю, что позиции как тех, так и других оказались от этого несколько уязвимыми.

А вот теперь, после четверти века широкого развития неомобилистских гипотез, появляется новая контракционная гипотеза. Факт примечательный, и более того, одна из основных посылок автора гипотезы — непрерывная диссипация водорода и гелия из недр Земли, т. е. постоянная потеря Землей вещества, совершенно недокомпенсированная космическими осадками, является фактом, заслуживающим серьезного внимания и обсуждения. Думается также, что процесс этот надо серьезно изучать, так как с ним действительно может быть связан механизм контракции. Напомним, однако, что с гидридным началом Земли и миграцией газов из ее недр связывается расширение Земли [3]. Так что эффект внутриземных газовых потоков одними рассматривается как потеря вещества и контракция, другими — как разбухание Земли и ее расширение. Противопоставление двух точек зрения говорит и о возможности промежуточного варианта, при котором газовый фактор не будет существенно влиять на изменение объема Земли. Сделанная оговорка не снижает интереса к выдвинутой В. В. Орленком идее.

Кроме того, в рассматриваемой гипотезе уделено внимание космическим (лунно-солнечно-земным) взаимодействиям, что также привлекает внимание к гипотезе, тем более что в формировании многих других представлений этот фактор вообще не учитывается. Таким образом, основные исходные посылки гипотезы, такие как газовый фактор и космическое воздействие, достаточно своеобразны и привлекательны, особенно в связи с оценкой возможности контракции, которую автор книги оценивает в 630 км за 4 млрд. лет, а по другим расчетам 737 км за 3,5 млрд. лет.

Заслуживают внимания высказывания В. В. Орленка о том, что «праобраз современного оболочечного строения Земли в основных

чертах был заложен в самом первоначальном механизме формирования планеты» [5, с. 26]. Это представление как бы снимает трудности, возникающие в связи с признанием гравитационной дифференциации Земли в твердом (или во всяком случае близком к современному с учетом вероятного жидкого внешнего ядра) состоянии, и должно быть взвешено и изучено. Заметим, однако, что эта интересная идея упоминается автором попутно, а сам он скоро переходит к схеме «термогравитационной дифференциации внутри Земли» — одному из вариантов тривиального «твердого» решения.

Мне представляются весьма важными и реалистичными подсчеты теплового баланса Земли, в котором гравитационная дифференциация и сжатие Земли генерируют на 1—2 порядка больше тепла, чем радиоактивный распад, переоценка роли которого вела к целому ряду парадоксов в суждениях о строении и развитии Земли (в частности, примерное равенство теплового потока на океанических и континентальных площадях при резких различиях степени радиоактивности кислых — континентальных и основных — океанических пород).

При всей привлекательности идеи космических влияний на развитие Земли приходится отметить дискуссионность некоторых высказываний автора на этот счет. Так, если связь и некоторая корреляция землетрясений и извержений вулканов с положением Луны относительно Земли (сизигии и квадратуры) отмечалась и ранее многими исследователями XIX—XX веков и если, действительно, есть некоторые основания считать гравитационное воздействие Луны на Землю как бы спусковым механизмом этих впечатляющих явлений природы, то трудно связывать возникновение Тихоокеанского «огненного» и сейсмического пояса с морскими приливами. Автор же находит возможность связать периферическое расположение этих поясов с постоянным воздействием на берег приливных волн. Думается, что эти явления независимы. Приливы не могут служить причиной появления современных и мезозойско-кайнозойских вулканических поясов, которые связаны с глубинными структурами Земли и глубинными процессами, о чем говорит положение сейсмофокальных зон в вертикальных разрезах. Если уж автор пришел к такому парадоксальному (кажущемуся на первый взгляд нелепейшим) предположению, то его надо было подкрепить данными экспериментов и физической теорией. Автора поражает «удивительная» согласованность вулканических поясов с континентальной окраиной. Мы склонны иначе понимать причинно-следственную связь между вулканическими поясами и окраиной океана. Скорее вулканические пояса обуславливают рисунок берегов, где происходят приливы, чем приливы вызывают появление на

берегах вулканических поясов. В данном случае высказывания автора о том, что работы неомобилистов «построены исключительно на вере» (с. 133) и что «концепция оказалась сильнее фактов» (с. 164), полностью и целиком относятся и к новой контракционной гипотезе.

## 2

Появляется уже девятая заметка о геотектонических гипотезах. Ко всем гипотезам было высказано критическое отношение. У читателя может создаться впечатление об огульной критике и огульном неприятии гипотез, о том, что они считаются вообще не нужными, или излишними, или вредными. Но это впечатление ошибочно. В геотектонических гипотезах мне видится смелый полет научной мысли, уход за пределы известного, установленного, доказанного в безграничный мир поисков истины. Но следует заметить, что ученый может и должен даже занимать в научных спорах жесткую позицию, если речь идет о чистоте наблюдений, экспериментов и логической строгости умозаключений. В отношении же гипотез таких жестких позиций быть не может. Действительно, каждая гипотеза начинается словами (или мыслями) — «если допустить», «предполагаю, что», «можно считать», «следует думать» и т. д. и т. п., а это означает, что цепь логических построений прерывается и заменяется новой, основанной на предположениях. Основной ошибкой некоторых авторов гипотез (предположений, догадок) является жесткое отстаивание их истинности. Так утрачивается различие между фактом и предположением, ученый спор перестает быть конструктивным и скатывается на уровень дискуссий средневековых (да и современных) догматиков. Это, по-видимому, часто происходит незаметно для самих авторов гипотез, но делает их научные позиции крайне уязвимыми. В жесткой системе отстаивания взглядов лишь частностью является признание единственности решений, принимаемых в области гипотетических построений. Другой частью в этой жесткой системе является выборочное привлечение фактов, подтверждающих гипотезу, и игнорирование фактов, ей противоречащих. Это тоже, к сожалению, часто наблюдается. Таким «притянутым» фактом в книге выглядит ссылка на величину опускания гайотов (отражающих в общем-то локальные, а не глобальные явления) при определении относительных опусканий уровня твердой «перисферы». Вообще приведение глобальных геологических событий к локальному эталону не ново. Этой болезнью страдала геология в XIX веке, когда европейские эталоны (единственный тогда изученный регион), а во второй половине века и Северная Америка считались обязательными для всей Земли.

Такие методологические ошибки делают позиции авторов гипотез весьма уязвимыми. Но сами гипотезы, не противоречащие достоверному, нужны ученым как воздух, как фактор безграничности познания мира. Без гипотез наука зашла бы в тупик.

Большим недостатком рецензируемой книги является широкое использование для аргументации ссылок и цитат. Дело в том, что ссылки и цитаты отражают, главным образом, не факты, а высказывания (в том числе и гипотетические) или просто мнения тех или иных исследователей. При аргументации же всем вместе (т. е. фактами, цитатами, ссылками, мнениями, что такой-то считает так же, как и автор, и это уже хорошо и чтобы что-то подтверждает) создается такая зыбкая основа, на которой нельзя строить научные выводы; при этом в самую основу научных построений кладется полнейшая методологическая неразбериха в оперировании фактами и мнениями.

Хочется привести длинную цитату из И. Гете, но не в качестве аргументации, а в качестве иллюстрации, чтобы читатель мог подумать с широких позиций о наших геологических (в частности, геотектонических) гипотезах.

«Для того, чтобы какая-нибудь наука сдвинулась с места, чтобы расширение ее стало совершеннее, гипотезы необходимы так же, как показания опыта и наблюдения. То, что наблюдатель с точностью и тщательностью собрал, а сравнение в уме кое-как упорядочило все это, философ объединяет одной точкой зрения, связывает в одно целое и создает таким путем возможность все обзреть и использовать. Пусть такая теория, как гипотеза, будет только вымыслом, но она приносит тем не менее достаточно пользы. Она учит нас видеть отдельные вещи в связи, отдаленные вещи в соседстве. Только таким путем становятся явственными пробелы знания. Обнаруживаются известные отношения, которые ими не объясняются. Именно это и привлекает внимание, заставляет просматривать те пункты, которые являются самыми интересными как раз потому, что они раскрывают совершенно новые стороны. Но важнее всего то, что гипотеза возвышает душу и возвращает ей эластичность, как бы похищенную от нее отдельными разрозненными данными опыта» [1, с. 64].

Поскольку гипотезы в принципе являются построениями с нарушенной логической цепью, к связанным с ними заключениями вполне применимы образные (двусмысленные) характеристики, запрещенные правилами логически строгих определений понятий. Такие образные определения принимает И. Гете, когда он пишет, что «гипотезы — это леса, которые воздвигают перед зданием и сносят, когда здание готово». Думается, что в этом отношении великий

мыслитель был неточен. Леса возводят строго целенаправленно, и, кстати говоря, тогда, когда проект здания уже имеется. Если бы гипотезы возводились как леса, то проблемы получения новых знаний были бы решены заранее. Гипотеза же — полет мысли, и развивая ее, мы не знаем, куда же мы прилетим. Значительно более удачно образное выражение Ф. Энгельса, который писал, что все окончательные истины «окружены густым лесом гипотез» и что «формой развития естествознания, поскольку оно мыслит, является гипотеза» [6, с. 555].

Мне гипотеза представляется густым строевым лесом, в котором высокие стволы деревьев тянутся к солнцу, к истине. Но до истины далекий, практически безграничный путь. И вот появляются более близко расположенные мнимые (не ложные, а в математическом смысле мнимые, т. е. вполне реальные, однако выраженные не в веществе, а в мысли) точки истины, к которым тянутся деревья — гипотезы этого леса. Схождение их в этих точках можно назвать конвергенцией гипотез, а сами гипотезы в таком случае конвергентными (т. е. сходящимися). Примером является плеяда гипотез, сходящихся в XIX — начале XX веках в точке контракции (мнимая истина), а также плеяда гипотез 50—70 гг. XX века, сходящихся в точке «тектоники литосферных плит». И вот когда на фоне плеяды конвергентных гипотез появляется резко дивергентная гипотеза, это настораживает, это заставляет подумать, является ли она предвестником новой волны идей или запоздавшим «ископаемым» заблуждением.

С этой точки зрения мы и продолжим разбор гипотезы В. В. Орленка.

### 3

Вводимый В. В. Орленком новый термин «перисфера Земли» неоправдан, поскольку нижняя граница обозначаемой этим термином оболочки недостаточно определена, что затрудняет представление перисферы в качестве несловного геологического тела. Под *перисферой* автор понимает «периферийную сферу Земли — ее внешнюю твердую оболочку, включающую пленку гидросферы и рассеянную в ней и в верхах земной коры биосферу. Нижняя граница перисферы Земли выражена неотчетливо, имеет сложный рельеф и определяется интервалом понижения скоростей продольных и поперечных волн на 3—5%, фиксирующим некоторую переходную зону между твердым субстратом консолидированной оболочки и ликвидусом астеносферы» [5, с. 12].

Здесь плохо то, что «новое» понятие перисферы в значительной степени перекрывается установившимся понятием «литосферы». Вклю-

чение в перисферу гидросферы и биосферы представляется несущественным для решения поставленных задач (физические основы эволюции); тогда уж нужно было бы включить и атмосферу, поскольку вопрос поставлен о дегазации Земли. Плохо также дело обстоит с нижней границей. Во-первых, сплошное распространение астеносферы далеко не доказано. Напротив, многие говорят о несплошном распространении астеносферы и о наличии только лишь астенозон, как достаточно локальных образований. Если астеносфера несплошная, то и граница ее с вышележащими слоями несплошная, и по этому признаку нельзя выделять перисферу в качестве геологического тела. Во-вторых, 3—5% понижения скорости не говорят еще ни о каком «ликвидусе астеносферы». Ведь известно, что почти во всех нефтегазовых бассейнах при применении высокоточных методов ОГТ и акустического каротажа по скоростным характеристикам получается картина «слоеного пирога», в котором скорости как вверх, так и вниз изменяются от толщи к толще на несколько процентов. Однако здесь ни о каком «ликвидусе» не идет речь, так как эти толщи, проходимые скважинами, хорошо известны по своим вещественным характеристикам. Так вправе ли мы по таким же перепадам скоростей судить столь определенно о том, что совершается на пока недоступных для нас глубинах? Здесь нельзя ничего утверждать. Здесь можно только поставить вопрос об исследовании геологической (горнопородной) природы таких процентных перепадов.

Выделение астеносферы по вертикальному распределению фокусов землетрясений основано попросту на неверных данных. Так автор утверждает [5, с. 25], что существуют землетрясения не глубже 250 км (97% по данным Гутенберга); глубокие же землетрясения, «выходящие за пределы волновода», возникают на глубинах 300—720 км. Получается, что астеносфере соответствует асейсмичная зона от 250 до 300 км. Но на самом деле интервал от 250 до 300 км буквально заполнен очагами землетрясений в районе Тонга, а единичные очаги встречаются также в районе Идзу-Бонинской островной дуги, имеются также фокусы и в северной части Курильской дуги, а под Марианской дугой они действительно не зарегистрированы. В свете этого очень сомнительно, что «астеносфера выполняет роль сейсмической подушки, поглощающей упругие напряжения, распространяющиеся из верхней мантии» [5, с. 25]. Намек на то, что интервал глубин глубоководных землетрясений соответствует подстилке астеносферы (выходит за пределы волновода), также мы не можем принять всерьез, поскольку фокусы глубоких землетря-

сений не образуют слоя, а распространены локально и связаны с экстремальными условиями стыка блоков континента и океана. Здесь опять же мы сталкиваемся с противоречием. Так, в другом месте говорится, что в «узкой зоне вдавливания (желоба) происходит локализация землетрясений с гипоцентрами, уходящими глубоко в мантию и даже в область астеносферы (300—700 км)»; из высказывания получается, что астеносфера глубже мантии, но, может быть, это просто описка.

Еще более неясно, почему автор, не приводя должной аргументации, считает перисферу «в значительной степени» производной астеносферы. Касаясь оболочечной структуры Земли, отметим, что автор несколько переоценивает возможность выводов, которые можно сделать по данным классической сейсмологии. Нельзя говорить, что эти данные позволили подойти к «установлению состава и природы оболочки Земли» [5, с. 15]. Здесь надо говорить не об установлении, а о высказывании предположений, формировании мнения, построении гипотез и т. д.

#### 4

Выражение контракции Земли в том, что «блоки твердой перисферы как бы „салятся“ в разреженную мантию, чутко следуя за уменьшающимся объемом сферы» [5, с. 40], только на первый взгляд представляется заманчивым. Представления о горизонтально-равномерном складкообразовании, обеспечивающем компенсацию сокращения поверхности Земли, являются весьма древними, наивными и изначальными в развитии контрактционной гипотезы. Тот же Э. Зюсс, на которого ссылается автор, писал о сохранении складчатости единого плана на протяжении многих периодов, наличие жестких блоков им уже подразумевалось; позднее Л. Кюбер в 1914 г. совершенно четко говорил о платформах и срединных массивах, определявших поведение сжимающихся орогенов. Короче говоря, совершенно очевидно, что если допускать контракцию, то без бокового сжатия орогенов (складчатых зон, горных цепей, швов и т. д.) и без радиального опускания блоков не обойтись; они принадлежат при таком допущении к единому процессу, и придание решающего приоритета одному из них совершенно неправомерно. И уж совершенно нельзя говорить, что «все горизонтальные смещения пород возникают как производные вертикальных опусканий уровней сферы» [5, с. 49].

Привлекают внимание высказывания автора, что «сокращение поверхности Земли, вследствие уменьшения ее радиуса, ведет к увеличению контрастности и глубины расчлененности рельефа твердой перисферы» [5, с. 41].

С другой стороны, это можно объяснить иначе, например, за счет увеличения тектонической активности Земли по мере ее развития, связанного не с контракцией, а с расширением или иными неизвестными пока нам эволюционирующими глубинными процессами. Вместе с тем поставленный автором вопрос интересен. Причины понижения рельефа в течение геологического развития (а это следует из многих фактов, как, например, бедность нижнего докембрия конгломератами, сравнительно очень низкая скорость накопления рифейских отложений на древних платформах Евразии и т. д.) должны стать предметом исследований, которые могут оказаться весьма важными для реконструкции тектонической истории Земли.

Второй интересный аргумент контракции — это большая расчлененность докембрийского рельефа по сравнению с современным. Действительно, если докембрийский рельеф «разровнять», то получится большая площадь поверхности Земли, чем в настоящее время. В. В. Орленок призвел расчеты сокращения радиуса Земли за этот период и получил для разных широт величины от 74 до 557 км. При этом в океанах за условный рельеф докембрийского фундамента была взята подошва второго слоя (для поверхности слоя характерны скорости продольных волн 6,5—6,8 км/с). На Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах поверхности докембрия действительно больше. Но автор не сделал даже попытки определить, насколько это увеличение обязательно размытым. Противоречие получается и с платформами Южного полушария, для большей части которых поверхность докембрия совпадает с поверхностью современной. Совершенно неправомерно автор поступил с океанами, где пока что мы не знаем ничего древнее мезозоя, а вопрос о положении поверхности докембрия совершенно открыт. Может быть, она давно ушла далеко в мантию, а может быть, если правы неомобилисты-«спредингисты», и вообще не существовала на значительных пространствах океана. Из всего этого следует, что «докембрийские» доказательства контракции совершенно неправомерны, тем более, что океан занимает свыше 70% поверхности земного шара. Рассуждения о щитах также привлекаются для подкрепления идеи контракции. Я не против самой идеи и считаю, что контракция может быть, а может и не быть; однако эти подкрепления также очень слабы. Действительно, на с. 47 указано, что «в результате длительной денудации они (щиты) должны иметь сокращенную мощность земной коры в целом и гранитно-метаморфического слоя в частности». Здесь налицо методологическая ошибка. Считать, что сейсмическая граница М должна изгибаться в соответствии с поднятием поверхности Земли, поверхности докембрия или лю-



бой другой геологической (горнопородной) границы, недопустимо, поскольку поверхность М имеет иную, а именно сейсмологическую природу, а сейсмологические границы (что доказано многими фактами и в частности подтверждено Кольской скважиной) с геологическими (горнопородными) границами часто совершенно не совпадают. На Балтийском щите, например, мощность земной коры увеличена, и поверхность М расположена как бы зеркально по отношению к земной поверхности. Кроме того, автор пишет, что «относительная вертикальная стабильность щитов обусловлена отсутствием или редуцированием астеносферы под ними, т. е. им некуда садиться» [5, с. 47]. В таком случае астеносфера прерывиста, что противоречит высказываниям В. В. Орленка. Как же быть тогда с непроницаемостью астеносферы для горячих летучих и тем, что астеносфера есть зона накопления глубинного тепла Земли [5, с. 62]? Очень спорен приводимый в подтверждение контракции тезис о регрессиях, связанных с эпохами интенсивных опусканий Земли и наибольшей тектонической активности перисферы. Вопрос о цикличности или равномерности трансгрессий и регрессий еще не решен однозначно; кроме того, в суждениях об этом вопросе всегда надо принимать во внимание эвстатический фактор, чего автор не делает.

Существенно противоречивы в связи с этим суждения автора об уровне моря (Мирового океана). С одной стороны, автор утверждает, что «на Земле нет ни одного абсолютного уровня, от которого можно было бы вести отсчет современных движений земной коры» [5, с. 145], с другой — он говорит об «устойчиво нисходящем уровне Мирового океана» и «несмотря на дегляциацию и седиментацию уровень моря не только не повышается за последние два миллиона лет, а наоборот, продолжает понижаться» [5, с. 187]. Далее он пишет о задержке «в глобальной контракции океанической перисферы, которая (перисфера?) была усилена постплиоценовой дегляциацией. Иными словами, скорость поступления воды из недр астеносферы последние 1—2 млн. лет полностью не компенсировалась увеличением емкости впадин, что привело к затоплению прибрежных равнин континентов» [5, с. 190].

Некоторые рассуждения автора относительно трансгрессий и регрессий носят злобеще-апокалиптический характер. Так, он пишет, что «попытки поднять уровень Каспийского моря путем переброски вод северных рек принесут лишь кратковременный успех, но не решат проблемы. Осушение Северного Каспия *предрешиено* контракцией» [5, с. 190], и «в ближайшие несколько сотен тысяч лет следует ожидать наступления крупной и, возможно, *последней трансгрессии*» [5, с. 188]. Это уже

предсказание потопа во время, вполне соразмерное с длительностью существования человечества (около 2 млн. лет).

Все эти высказывания связаны с тем, что автор совершенно недостаточно использует данные исторической геологии, которая является основным инструментом познания истории Земли, особенно в течение последних полутора миллиардов лет, когда накапливались хорошо сохранившиеся до наших дней и слабометаморфизованные толщи осадков. Даже используемая им историко-геологическая терминология режет слух геолога («кайнозойский период» — с. 171; «на границе мела и триаса» — с. 184).

## 5

Если автор не смог убедительно аргументировать свою гипотезу, то в критике гипотезы литосферных плит он несомненно преуспел. Это касается в первую очередь палеомагнитной геохронологии. Он правильно указывает на существенное противоречие между континентальной шкалой А. Кокса, Р. Долли и Дж. Далримпла и океанической шкалой Вайна — Мэтьюза. В. В. Орленок приводит такие факты, как расположение пятой аномалии «возраста 8 млн. лет» в поле современного вулканизма в Исландии, вскрытие бурением чередования прямо- и обратномагнитных слоев, расположенных в пределах одной полосовой аномалии (скв. 395, 45 рейс судна «Гломар Челленджер», а также скв. 396; это районы 4 и 5 положительных полосовых аномалий; кроме того, многократное изменение знака аномалий по разрезам скв. 332—335). В. В. Орленок подмечает невежливое подтягивание фактов под гипотезу у некоторых адептов «литосферных плит». Так, по Канепсу, «ни на одной из пробуренных в 1976 г. в Атлантическом океане скважин магнитные свойства базальтов не отвечали линейным магнитным аномалиям в соответствии с гипотезой Вайна — Мэтьюза. Отсюда делаются предположения о более глубоком залегании магнитоактивных тел, ответственных за эти линейные знакопеременные аномалии» [5, с. 68]. Любопытно соображение о том, что «большой градиент в океанических областях свидетельствует о большей однородности верхней коры котловин и, наоборот, меньший градиент континентов — большей горизонтальной дифференцированности верхов континентальной коры» [5, с. 71]. Заметим, что это хорошо увязывается с геологическими данными.

Правильно пишет В. В. Орленок, что «любые тектонические дислокации ведут к перераспределению пород и что эти явления, а не гипотетический дрейф континентов определяют кажущуюся миграцию геомагнитных полюсов» [5, с. 76]. Заметим, что еще В. К. Войновский

Кригер на примере бассейна р. Лемвы установил по изучению платформенной трещиноватости, что любые участки платформ подвергаются постоянным и существенным горизонтальным перекосам. Это тоже может отражаться на кажущемся положении палеомагнитных полюсов. Однако рано еще в этом вопросе переходить к окончательным суждениям. Лучше, если дискуссии о причинах магнитной переориентировки пород (тектонические дислокации, или дрейф континентов, или то и другое вместе) будут продолжены.

Заслуживает пристального внимания заключение В. В. Орленка о том, что в океанах «положительные и отрицательные линейные магнитные аномалии отражают не вертикальную слоистость коры, а весьма сложную гетерогенную ее структуру, представленную напластованием различно намагниченных лав, обусловленную влиянием косоугольного намагничивания, геометрией самих тел, положением их нижних кромок и системами параллельных разломов» [5, с. 90]. Эти слова можно развернуть в программу всестороннего исследования магнитных аномалий

в океанах, что было бы значительно интереснее и научнее, чем следование догмам.

\* \*  
\*

В заключение отметим, что автором выдвинуты (или вновь поставлены) вопросы контракции, дегазации Земли и космических влияний на ее развитие. Однако разработаны эти и другие сопутствующие вопросы очень хаотично, противоречиво, без всякой строгой логической основы. Автор широко использует аргументацию ссылками на мнения других исследователей и литературу. Он утверждает, где можно только предполагать, и на таких «утверждениях» строит свои дальнейшие рассуждения.

Удачной в книге можно считать критику магнитометрической основы гипотезы «литосферных плит». Весьма полезен аппарат расчетов, приводимый автором для обоснования своих построений. Снятие с него фона категоричности гипотетических утверждений поведет бы к лучшему.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геге Иоганн Вольфганг. Избранные философские произведения. М.: Наука, 1964.
2. Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— В кн.: Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
3. Ларин В. Н. Гипотеза первоначально гидридной

Земли. М.: Недра, 1980.

4. Неймайр М. История Земли. С.-Петербург: Просвещение, 1904.
5. Орленок В. В. Физические основы эволюции перисферы Земли. Л.: ЛГУ, 1980.
6. Энгельс Ф. Диалектика природы.— В кн.: К. Маркс и Ф. Энгельс, Соч., т. 20. М., 1961.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
11 февраля 1983 г.

УДК 551.24(571.6)

Л. М. Парфенов

## К ПРОБЛЕМЕ МЕЗОЗОИД ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ

Приводится дополнительная аргументация тех положений статьи (Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах Северо-Востока Азии и кинематика мезозойской складчатости). Статья 1. Мезозойды

Верхояно-Чукотской области.— Тихоокеанская геология, 1983, № 3), которые вызвали замечания С. М. Тильмана, В. Ф. Белого, Г. М. Власова, Н. П. Васильковского.

Опубликованная статья представляет собой краткое изложение результатов анализа мезозойских складчатых сооружений Северо-Востока СССР. В связи с этим не все выводы и положения могли быть аргументированы достаточно обстоятельно. Тем более, что этот анализ, в отличие от ставших привычными исследований, основанных на представлениях о геосинклиналях, базируется на принципах современного

мобилизма и ведется путем выделения в составе складчатых сооружений структурно-вещественных комплексов и соответствующих им тектонических элементов, характерных для современных активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг. Такой подход, естественно, приводит к ряду существенно новых выводов. Попытки такого анализа мезозойд предпринимались и ранее. Кроме исследо-

вателей, перечисленных С. М. Тильманом, работы большей части которых относятся к району Корякского нагорья, рассматриваемому в статье лишь попутно, нельзя не упомянуть Г. А. Гринберга, который первым предположил связь Охотско-Чукотского пояса с палеозоной Беньофа, Г. Е. Некрасова, первым указавшего на существование комплекса вулканической островной дуги на п-ове Тайгонос, Л. М. Натапова, Н. И. Филатову, В. М. Моралева, Г. Ф. Григораш, а также серию наших работ, выполненных совместно с сотрудниками Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, которые посвящены как отдельным регионам, так и Дальнему Востоку в целом и регулярно публиковались и докладывались на всесоюзных и региональных совещаниях, начиная с 1974 г., и о которых не мог не знать С. М. Тильман. Статья не преследует цели рассмотреть историю исследований региона с новых позиций и определить роль конкретных лиц. В ней с учетом имеющегося опыта и, прежде всего, на основе ранее выполненных под руководством автора работ излагаются результаты и выводы, касающиеся региона в целом; главное внимание при этом уделяется району, где получены существенно новые результаты, — северо-восточному складчатому обрамлению Сибирской платформы. Ссылки на ранее выполненные исследования приведены в тексте статьи. Нужно быть крайне невнимательным читателем или необъективным критиком, чтобы не заметить три ссылки на работы В. Ф. Белого, две ссылки на работы С. М. Тильмана с соавторами, а также ссылки на работы М. С. Маркова, Ю. М. Пущаровского, Л. Л. Красного, С. В. Руженцева, С. Г. Бялбужского, А. Д. Чехова и др.

В начале статьи кратко излагаются современные данные о структурно-вещественных комплексах и главных тектонических элементах современных континентальных окраин и островных дуг. Основное внимание при этом уделяется признакам, которые позволяют выделять палеоаналоги этих образований. Излагается методика анализа складчатых сооружений, основой которой является прослеживание разновозрастных латеральных рядов структурно-вещественных комплексов и соответствующих им тектонических элементов. Понятие о структурно-вещественных комплексах было введено ранее [1]\* и в настоящее время используется многими исследователями. Это понятие близко к понятию структурно-формационный комплекс, но термин «структурно-вещественный комплекс», по мнению автора, предпочтительнее. О понятии «формация» мно-

го написано в отечественной геологической литературе, но определенной ясности в понимании этого термина не достигнуто. Структурно-вещественные комплексы представляют собой крупные геологические тела, соответствующие примерно таким литостратиграфическим единицам, как серия или комплекс.

Я несколько не отрицаю достижений в изучении складчатых сооружений на основе классических геосинклинальных представлений, но считаю, что дальнейший прогресс в познании закономерностей строения складчатых сооружений на этой основе вряд ли возможен. Нужны новые подходы и новые методы. Представления о геосинклиналях как «системах, в которых сочетаются... желоб, островная вулканическая дуга и тыловой геосинклинальный прогиб», развитые в работах Н. П. Васильковского и Г. М. Власова, начиная с конца 50-х начала 60-х гг., я считаю весьма перспективными и важными. Эти представления во многом близки тем, которые развиваются в обсуждаемой статье. Я предпочитаю не пользоваться термином «геосинклиналь» в силу неопределенности этого понятия. В настоящее время вряд ли вызывает сомнение, что геосинклинали, как они понимались и выделялись ранее, соответствуют не только островным дугам, но также — активным и пассивным континентальным окраинам, палеоаналоги которых устанавливаются не только в мезозойских, но также в палеозойских и позднедокембрийских складчатых сооружениях на различных континентах. Примеры приводить, по-видимому, нет необходимости, это заняло бы слишком много места.

С. М. Тильман пишет о нецелесообразности освещения методических вопросов в моей статье, рассчитанных «на непосвященных читателей (каких уже почти не осталось)». К сожалению, остались. К таковым относится, в частности, С. М. Тильман. Если бы С. М. Тильман внимательно изучил то, что изложено в методическом разделе, он не мог бы написать, что в статье «особое внимание уделяется островодужным системам, возникающим в результате коллизионного столкновения разнородных литосферных плит». Коллизия — английское слово и означает столкновение, приближение. Поэтому нельзя писать «коллизионное столкновение». Процессы коллизии (столкновения континентальных блоков) не имеют отношения к возникновению островных дуг. Островные дуги образуются в связи с совсем другими процессами. Только незнанием элементарных основ плитной тектоники и геологических соотношений наблюдаемых районов современных островных дуг можно объяснить возражения С. М. Тильмана, что предлагаемой модели столкновения окраины континента с

\* Здесь и далее приводится только библиография, которая отсутствует в статье.

Алазейской дугой в позднеюрское время противоречит отсутствие следов океанической коры средне-позднеюрского возраста. Следует напомнить, что, например, под Курильскую дугу пододвигается океаническая кора мелового возраста современного Тихого океана. В рассматриваемом же районе, согласно предлагаемой модели, средне-позднеюрской океанической коры и не должно быть. Здесь следует предполагать существование океанической коры средне- и, возможно, позднепалеозойского возраста. Следы ее нужно искать в виде офиолитов соответствующего возраста в составе аккреционного клина. В настоящее время офиолиты установлены в бассейнах рек Уччи, Мунилкана и в ряде других районов. К сожалению, возраст офиолитов остается неясным, но скорее всего формирование их относится к палеозою.

Если бы С. М. Тильман внимательно прочитал раздел, посвященный методике, и был бы знаком со специальной литературой по данному предмету, которая указана в ссылке, он не приписывал бы мне утверждения, что «преддуговые прогибы и внутренние склоны желобов — однотипные структурные элементы». Преддуговые прогибы, согласно определению, приведенному в этом разделе, — это прогибы, расположенные перед фронтом вулканической дуги, в том числе и на внутреннем склоне глубоководного желоба. Это следует иметь в виду и В. Ф. Белому.

Изложенные в статье модели строения и тектонической эволюции различных регионов мезозойд основываются на анализе существенно новых геологических материалов, полученных лишь в последние годы, которые, по-видимому, не известны моим оппонентам. Это касается, прежде всего, районов северо-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы. Термин «Адычанский антиклинарий» не мой, он широко употреблялся в прошлом и не устарел вплоть до настоящего времени. Он, например, фигурирует на Тектонической карте Якутской АССР и сопредельных территорий, изданной в 1976 г. Устаревшими являются представления, развиваемые С. М. Тильманом, о наличии в районе Адычанского антиклинория неглубокозалегающих слабо переработанных блоков архейского фундамента. Такие представления возникли на первых этапах геологических исследований, когда в связи с общей слабой изученностью считалось, что разрезы триаса Яно-Индибирской синклиналиной зоны характеризуются столь же малыми мощностями, что и лучше изученные в то время разрезы триаса Западного Верхоянья. Детальное изучение стратиграфических разрезов триаса и перми, создание зональной стратиграфической шкалы триаса Северо-Востока СССР (Архипов,

1974 г.; Дагис и др., 1979 г.) и данные детальных геологических съемок показали, что на месте предполагаемых С. М. Тильманом архейских глыб располагаются наиболее полные разрезы триаса (мощностью не менее 9000 м) и перми, представленные глубоководными фациями. Проведенными мною совместно с рядом якутских геологов специальными структурными исследованиями в районе Адычанского антиклинория (бассейн рек Нельгесе, Индибирки и др.) было установлено практически повсеместное распространение кливажа, деформированной линейности и наложенной складчатости [2, 3]. С. М. Тильман пишет, что наложенная складчатость «должна доказываться зафиксированными неоднократными структурными и стратиграфическими несогласиями». Здесь оппонент обнаруживает явную неосведомленность об основах современной структурной геологии [4, 5]. О каких несогласиях в районе Адычанского антиклинория может идти речь, если согласно предлагаемой модели складчатость здесь послееюрская, а отложения моложе триасовых отсутствуют?

Характерной особенностью верхнетриасовых и юрских отложений Иньяли-Дебинского синклинория является наличие разновозрастных олистостромовых образований, конгломератов, брекчий и комплексов смешанных фаун. Характерно также наличие складок и пологих надвигов, формировавшихся в процессе осадконакопления. Именно эти новые данные, более детально изложенные в другой статье [6], послужили основанием для сопоставления триасовых и юрских отложений Иньяли-Дебинского синклинория с отложениями современных преддуговых прогибов. Кайнозойские отложения таких прогибов, изученные в процессе глубоководного бурения на внутреннем склоне Японского желоба, обнаруживая с ними много общих черт. Предложенная трактовка тектонической природы Иньяли-Дебинского синклинория не является, кстати, такой уж новой. На Тектонической карте Северной Евразии (1980 г.) здесь показаны комплексы пород континентального склона и его подножия.

Алазейская зона совсем не так уж плохо изучена, как считает С. М. Тильман. Близки к завершению государственные среднемасштабные геологические съемки, в течение многих лет здесь проводились специализированные тематические исследования ленинградских, магаданских и якутских геологов. В результате этих работ верхнепалеозойские и мезозойские отложения достаточно детально охарактеризованы фаунистически, уточнились представления об их сводном стратиграфическом разрезе. Только крайне невнимательным чтением статьи или умышленным искажением текста можно объяснить приписываемое мне С. М. Тильма-

ном утверждение, что «Алазейское поднятие почти нацело сложено андезитами верхнепалеозойского и мезозойского возраста».

В статье речь идет о вулканогенно-осадочном комплексе. Характеристику его здесь нет необходимости повторять, достаточно обратиться к статье. Эта характеристика полностью согласуется с результатами недавно опубликованных детальных литологических исследований М. Д. Булгаковой [7]. Утверждения же С. М. Тильмана, что «изученные здесь разрезы... образованы граувакковыми, кремнисто-терригенными и флишевыми формациями... Это формации прогибов...», действительно не соответствуют действительности. Создается впечатление, что С. М. Тильман много писал о природе «Колымского массива», но ни разу так и не удосужился побывать в этом районе.

Интерпретация Алазейской зоны также не нова. Я развиваю представления, высказанные впервые Л. М. Натаповым с группой геологов НПО Аэрогеология [8]. В современной геодинамической обстановке сходные соотношения установлены в районе сопряжения Австралии с дугой Банда. Предполагается, что в результате столкновения континента с островной дугой возникли складчатые сооружения о. Тайвань.

С. М. Тильман усматривает в моей статье искажение фактов, которое он видит в том, что «например, у А. А. Александрова, на которого ссылается автор, нет данных о широком распространении галек офиолитов и глаукофановых сланцев в конгломератах карбона, перми, юры и неокома». Речь идет о Таловско-Пекульнейской зоне. Здесь остается только рекомендовать С. М. Тильману читать книги, которые выходят из печати под его редакцией. А. А. Александров в книге, изданной под редакцией С. М. Тильмана, писал: «...Обломочный материал габброидов и гипербазитов встречается... в районе горы Отрожной — в отложениях нижнего карбона, в Пенжинском кряже — в нижней перми (Пономарева, Добрецов, 1966 г.); наконец, в бассейне р. Ваеги в гравелитах фаунистически охарактеризованного силура отмечается многочисленная галька глаукофан-эпидотовых, глаукофан-лавсонитовых, а также зеленых сланцев и амфиболитов (Цветков, Невретдинов, 1973 г.)» (Александров, 1978 г.). Г. Е. Некрасов (1976 г.), характеризуя разрез верхнеюрско-нижнемеловых пород юго-восточного побережья п-ова Тайгонос и северо-западной Камчатки, пишет: «Кремнисто-вулканогенные породы вверх по разрезу сменяются терригенной флишеидной толщей, обломочный материал в которой в ряде мест почти целиком представлен продуктами разрушения серпентинитов и вулканогенно-кремнистых отложений» (с. 63). Сказанного достаточно, чтобы заклю-

чить, что С. М. Тильман либо не в курсе данных по геологии рассматриваемого района, либо по непонятным причинам намеренно искажает факты, в том числе и те, которые были получены и опубликованы под его руководством.

С. М. Тильман утверждает, что «в пределах Корякского нагорья в мезозойское время господствовал режим, свойственный краевым морям». Исходя из этого, он сомневается в моих выводах, касающихся района Южно-Анъюской складчатой системы. В последние годы в Корякском нагорье получены интересные новые данные, которые ставят под серьезное сомнение построения С. М. Тильмана и согласуются с предлагаемыми в статье моделями. Здесь, в хр. Кэнкэрэн, в составе меловой (надваланджинской) грубообломочной вулканогенно-терригенной толщи установлены обломки, глыбы, блоки и линзовидные тела (которые иногда достигают размеров 1500 × 300 м) карбонатно-терригенных пород с характерными тетическими остатками поздне триасовых тропитид и аммоноидей [9], экзотичными для бореальной раннемезозойской провинции Северо-Востока СССР. Такого типа блоки пород с экзотичными комплексами органических остатков установлены в последние годы во многих притихоокеанских районах Северной Америки, в Японии (Oji intern. seminar., 1981 г.), известны они также на побережье Японского моря, в Приморье. Существование таких блоков находит объяснение в рамках тектоники плит. Согласно построениям, основанным на анализе магнитных аномалий Тихого океана, океаническая плита Кула на протяжении юры и мела смещалась в северном направлении из южных районов Тихого океана в сторону Евразии и Северной Америки. Эта плита могла перемещать при таком движении блоки пород различного типа и размеров из одних районов тихоокеанского обрамления в другие, которые затем причленялись к континентальным окраинам, наращивая их площадь.

Только удивительной легкостью в рассуждениях и выводах можно объяснить многие высказывания С. М. Тильмана. Например, он утверждает, что внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса «по всем данным представляет собой протяженный участок земной поверхности, где континентальная кора еще не сформировалась, о чем свидетельствует широкое развитие базальтоидов и габбро-тоналит-плаггиогранитных интрузивов...». Его не смущает, что этот участок является частью континента, расположен далеко от границ с океаном и, согласно современным геофизическим данным, характеризуется мощной континентальной корой с хорошо развитым «гранитным» слоем. Согласно Тектонической карте Северной Евразии (1980 г.), одним из авторов которой

образования мощных ледяных жил, то придется все же отметить, что до сих пор он остается не вполне ясным как с позиций мерзлотно-аллювиальной, так и конкурирующей с ней мерзлотно-эоловой гипотезы.

В пользу широкого распространения плейстоценовых пустынно-степных ландшафтов на Северо-Востоке свидетельствуют приведенные в сборнике интересные данные о находках ветрогранников на южной окраине Колымской низменности, древних дюн в Абыйской низине и некоторых признаков древней пустыни в Халлерчинской тундре (статья В. В. Колпакова). Особый тип «шельфовых едом» с очень высокой льдистостью (до 85—93% объема толщи) описан на примере Оягосского яра в статье С. В. Томирдиаро и др., авторы которой рассматривают едому как реликт, подобный исчезнувшему острову — Семеновскому, Васильевскому и другим, существовавшим еще в начале века. Отложения «шельфовых едом» подстилаются казанцевскими межледниковыми отложениями. По мнению С. В. Томирдиаро, отложения едомного комплекса включает зырянский, каргинский, сартанский и голоценовый ярусы.

Наряду со всеми вышесказанным нельзя не заметить, что сам факт высокой льдистости «шельфовой едомы» с позиций актуализма не вполне увязывается с современным отсутствием сингенетических жильных льдов в сухих холодных пустынях Антарктики, Гренландии, Канады. Спориво-пыльцевые комплексы едомных отложений, используемые для палеогеографических реконструкций, показывают пеструю картину не только ксеротермических, но и гигрофильных ассоциаций. Наконец известно, что в пищеварительном тракте найденного в льдистой едоме Березовского мамонта обнаружены, наряду с остатками осок и злаков, остатки луговых трав, папоротников, пыльца березы, ольхи, ивы и лиственницы, что не увязывается с представлением о мамонте как обитателе арктических пустынь. Разумеется, высокая миграционная способность животных мамонтового комплекса позволяла им цеметаться в поисках пищи по участкам с преобладанием то степной, то болотно-луговой растительности, в связи с чем представление о господстве здесь сухих степей (прерий) как довод в пользу эолового генезиса едомных отложений не выглядит убедительным. Вероятно, более достоверное решение этого вопроса следует искать не в противопоставлении двух вышеупомянутых гипотез, а в сочетании их, основанном на углубленном комплексном, в частности биостратиграфическом исследовании самих отложений, а также реликтовых компонентов в современной растительности региона.

Интересные данные о сублимационной природе жильных льдов Яно-Омолойской едомы приведены в сборнике в краткой статье В. П. Давиденко. Новый материал минералогического и геохимического анализов едом шельфового и континентального типов сообщается в статье Б. И. Черненко. Своеобразие, по-видимому, преимущественно эоловых отложений Ледового и Мамонтового яров на р. Майн, где они залегают поверх озерно-речных осадков, убедительно показано в статье Ю. Е. Дорт-Гольца, наблюдения которого существенно дополняют прежние, недостаточные данные по этим разрезам А. А. Свиточа. Ю. Е. Дорт-Гольц на большом биостратиграфическом материале подтвердил представление о позднечетвертичном возрасте этих отложений и сингенетической природе включенных в них льдов, что ранее отмечалось С. В. Томирдиаро [19] и автором [3]. Краткие очерки позднечетвертичной палеогеографии Восточной Чукотки представили в сборник В. Ф. Иванов, а для верховий Колымы В. Г. Беспалый, Э. Э. Титов и др. Все названные авторы придерживаются гипотезы эолового-криогенного генезиса льдонасыщенных рыхлых пород позднечетвертичного возраста и широкого распространения в эпохи оледенений сухих арктических тундростепей и пустынь.

Большой самостоятельный интерес имеют материалы сравнительного исследования геохимии позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Северо-Востока, сообщаемые В. Я. Жигонким. Они освещают содержание в едомных отложениях водородных ионов, окиси кремния, закиси железа, Na, K, Ca, гидролитической кислотности, состава гуминовых кислот и фульвокислот. Приведенные анализы, по-видимому, подтверждают представление о смене на границе плейстоцена и голоцена ландшафтов сухих степей в Субарктике и влажных луговых степей в Арктике ландшафтами кочкарной тундры, господствующей там ныне. Проведенные исследования, безусловно, заслуживают дальнейшей, более полной разработки. Несомненно надо продолжить и изучение озер Халлерчинской тундры, генетическая природа которых остается еще очень проблематической в силу малого числа определений разнородного режима их поддонных таликов, отдельные сведения о которых сообщаются лишь в короткой заметке Е. В. Аржанова. Новые данные о голоценовой динамике мерзлых толщ Чукотского округа приведены в статье Н. А. Тенкина.

В целом сборник содержит большой, как правило, новый и уже поэтому ценный материал к оригинальной концепции развития едом, позднечетвертичных сухих арктических степей, высокой криоаридности и континентальности климата Северо-Востока Азии в это время. Нетрудно видеть, что здесь мы имеем дело не с

простым повторением эоловой гипотезы, как это было на Аляске. Очень интересным результатом проведенной работы является выделение уникальной реликтовой формации пород, состоящих на 0,9 из подземных льдов вертикальной мощностью до 40 м, стратотип которой намечен в Оягосском яру в проливе Дмитрия Лаптева. Сборник, вместе с тем, позволяет от-

метить, что в последние годы на Северо-Востоке сформировалось научное направление, может быть даже школа деятельных исследователей мерзлотно-геологических явлений и палеогеографии этого развивающегося и перспективного региона. Теоретическая, научно-познавательная и научно-практическая актуальность проведенных работ не подлежит сомнению.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Ю. П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности.— В кн.: Материалы по геод. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 11. Магадан, 1957.
2. Биска С. Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности.— Там же.
3. Биска С. Ф. Четвертичные отложения Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1978.
4. Втюрин Б. И. Повторно-конжеляционные льды и жильно-полигональный рельеф в долине р. Яны.— В кн.: Материалы 8 Всесоюз. совещания по гео-криологии, вып. 6. Якутск, 1966.
5. Гасанов Ш. Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М.: Наука, 1969.
6. Геология Северо-Восточной Азии. Т. 1. Геоморфология. Л.: Недра, 1972.
7. Геоморфологическая карта Советской Арктики. Л.: Гостеолтехиздат, 1959.
8. Геоморфологическая карта СССР, м-б 1:5 000 000. М.—Л.: Гостеолтехиздат, 1960.
9. Геоморфологическая карта СССР, м-б 1:15 000 000. М.—Л.: Гостеолтехиздат, 1972.
10. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Серийное изд. в 14 т. М.: Наука, 1964—1978.
11. Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968.
12. Каплина Т. Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое.— В кн.: История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М.: Наука, 1981.
13. Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М., 1947. (Тр. горно-геол. упр. ГУСМП, вып. 30).
14. Обручев В. А. Геология Сибири. Т. 3. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
15. Попов А. И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 2.
16. Попов А. И. Подземный лед.— В кн.: Подземный лед. М.: МГУ, 1965.
17. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.: Водтрансиздат, 1953.
18. Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970.
19. Томирдиаро С. В. Эолово-криогенная природа отложений эдомного комплекса на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотоведению. М.: МГУ, 1970.
20. Томирдиаро С. В. Природные процессы и освоение территорий зоны вечной мерзлоты. М.: Недра, 1978.
21. Томирдиаро С. В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980.
22. Томирдиаро С. В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1982.
23. Шер А. В. К обоснованию возраста рыхлых отложений среднего течения р. Алазеи.— ДАН СССР, 1981, т. 258, № 1.
24. Шило А. Н. К истории развития низменностей субарктического пояса Северо-Востока Азии.— В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964.
25. Шило Н. А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования.— В кн.: Перигляциальные процессы. Магадан, 1971.
26. Шумский П. А. Исследование ископаемых льдов Центральной Якутии.— В кн.: Исследование вечной мерзлоты в ЯАССР, вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
27. Шумский П. А. К вопросу о происхождении жильного подземного льда. М.—Л., 1960. (Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 16).

АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Благовещенск

Поступила в редакцию  
21 декабря 1982 г.

## КОНСТАНТИН ВЛАДИМИРОВИЧ БОГОЛЕПОВ

(1913—1983)



После тяжелой болезни 1 мая 1983 г. на 70-ом году жизни скончался член редколлегии журнала, заместитель директора ИГиГ СО АН СССР, член-корреспондент АН СССР Константин Владимирович Боголепов. Ушел из жизни крупный ученый, с которым нас связывали десятилетия совместной работы и добрых товарищеских отношений.

Около полувека посвятил Константин Владимирович изучению недр Сибири и Дальнего Востока. Он работал на изысканиях новых трасс и магистралей, на разведке месторождений бокситов и т. д. Уже имея огромный опыт полевых исследований и защитив кандидатскую диссертацию, он перешел в 1961 г. на работу в ИГиГ СО АН СССР, где полностью раскрылся его талант.

Главным направлением исследований Константина Владимировича было изучение тектоники мезозойских образований Сибири. На составленной под его руководством «Карте мезозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока» впервые для этой территории показаны латеральные ряды структурных элементов, проведена их типизация. Монография «Мезозойская тектоника Сибири», защищенная в 1965 г. в качестве докторской диссертации и удостоенная в 1972 г. премии АН СССР им. В. А. Обручева, была также первым важным теоретическим обобщением по проблеме.

Продолжая исследования структур континентального ряда, Константин Владимирович выделил их новый тип, для которого ввел термин «дейтероорогенные структуры». Дейтероорогенез рассматривался им как процесс повторного (часто многократного) горообразования в ранее консолидированных областях. Воплощение эти идеи нашли в «Карте тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса».

Много нового внесено Константином Владимировичем в теорию формационного анализа, в методологию геологических исследований, в теоретическую текто-

нику. Анализ материалов по геологии дна океанов и морей позволил ему дать новый вариант районирования океанических областей, провести типизацию современных геосинклиналей. Монография «Геология дна океанов», написанная им в соавторстве, получила широкую известность и переведена в Японии.

Более 20 лет Константин Владимирович преподавал на кафедре общей геологии и геологии СССР Новосибирского гос. ун-та, которой в последнее время заведовал. Многие из его питомцев работают в разных концах Сибири и Дальнего Востока, защитили кандидатские и докторские диссертации.

Константин Владимирович поддерживал тесные творческие связи с дальневосточными геологами. Являясь заместителем председателя Научного совета по проблеме «Тектоника Сибири и Дальнего Востока», он активно участвовал в координации тектонических работ, организации совещаний. Свой последний полевой сезон 1982 г. он провел на Сахалине и Курильских островах, изучал офиолитовые серии.

Имя К. В. Боголепова широко известно в кругах геологов различных специальностей в СССР и за рубежом. Свидетельством признания было его избрание в 1981 г. членом-корреспондентом АН СССР. Он был награжден также орденом Трудового Красного Знамени.

Память о Константине Владимировиче Боголепове, крупном ученом и добром товарище, навсегда сохранится в наших сердцах.

*Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин, А. Д. Щеглов, Г. Л. Кириллова, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Краснов, Е. А. Кулиш, В. А. Кульндышев, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Теузов.*



## КОНСТАНТИН ВЛАДИМИРОВИЧ БОГОЛЕПОВ

(1913—1983)



После тяжелой болезни 1 мая 1983 г. на 70-ом году жизни скончался член редколлегии журнала, заместитель директора ИГиГ СО АН СССР, член-корреспондент АН СССР Константин Владимирович Боголепов. Ушел из жизни крупный ученый, с которым нас связывали десятилетия совместной работы и добрых товарищеских отношений.

Около полувека посвятил Константин Владимирович изучению недр Сибири и Дальнего Востока. Он работал на изысканиях новых трасс и магистралей, на разведке месторождений бокситов и т. д. Уже имея огромный опыт полевых исследований и защитив кандидатскую диссертацию, он перешел в 1961 г. на работу в ИГиГ СО АН СССР, где полностью раскрылся его талант.

Главным направлением исследований Константина Владимировича было изучение тектоники мезозойских образований Сибири. На составленной под его руководством «Карте мезозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока» впервые для этой территории показаны латеральные ряды структурных элементов, проведена их типизация. Монография «Мезозойская тектоника Сибири», защищенная в 1965 г. в качестве докторской диссертации и удостоенная в 1972 г. премии АН СССР им. В. А. Обручена, была также первым важным теоретическим обобщением по проблеме.

Продолжая исследования структур континентального ряда, Константин Владимирович выделил их новый тип, для которого ввел термин «дейтероорогенные структуры». Дейтероорогенез рассматривался им как процесс повторного (часто многократного) горообразования в ранее консолидированных областях. Воплощение эти идеи нашли в «Карте тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса».

Много нового внесено Константином Владимировичем в теорию формационного анализа, в методологию геологических исследований, в теоретическую текто-

нику. Анализ материалов по геологии дна океанов и морей позволил ему дать новый вариант районирования океанических областей, провести типизацию современных геосинклиналей. Монография «Геология дна океанов», написанная им в соавторстве, получила широкую известность и переведена в Японии.

Более 20 лет Константин Владимирович преподавал на кафедре общей геологии и геологии СССР Новосибирского гос. ун-та, которой в последнее время заведовал. Многие из его питомцев работают в разных концах Сибири и Дальнего Востока, защитили кандидатские и докторские диссертации.

Константин Владимирович\* поддерживал тесные творческие связи с дальневосточными геологами. Являясь заместителем председателя Научного совета по проблеме «Тектоника Сибири и Дальнего Востока», он активно участвовал в координации тектонических работ, организации совещаний. Свой последний полевой сезон 1982 г. он провел на Сахалине и Курильских островах, изучал офиолитовые серии.

Имя К. В. Боголепова широко известно в кругах геологов различных специальностей в СССР и за рубежом. Свидетельством признания было его избрание в 1981 г. членом-корреспондентом АН СССР. Он был награжден также орденом Трудового Красного Знамени.

Память о Константине Владимировиче Боголепове, крупном ученом и добром товарище, навсегда сохраняется в наших сердцах.

*Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин, А. Д. Щеглов, Г. Л. Кириллова, Ч. Б. Борукбаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Краснов, Е. А. Кулиш, В. А. Кульндышев, А. П. Милов, В. Г. Моисеевко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Теузов.*

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70985