

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

3

1987

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Врублевский. Тектоническое районирование Сихотэ-Алинской складчатой системы	3	Д. И. Агапитов, <b>В. В. Иванов</b> , С. М. Соинская, О. В. Щербань. Литолого-битуминологическая характеристика отложений внутренней части Пенжинского прогиба (по данным бурения параметрической скважины)	94
Е. К. Шевелев. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины	13	В. С. Алексеев. К вопросу о границах Охотского массива	102
Ю. Ф. Мороз, Р. И. Шиленко. Геологическое строение Юго-Западной Камчатки по геофизическим данным	17	И. Н. Томсон, О. П. Полякова, В. П. Полохов. Графит-ильменитовая минерализация в оловорудных узлах Приморья как индикатор мантийных газовых струй	108
И. К. Туезов, С. Б. Золотарская. Особенности современных движений земной коры на юге Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным повторного нивелирования	23		
<b>В. К. Кучай</b> . Остров Симушир в плейстоцене	33	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. С. Рождественский. Тектоническое развитие о. Сахалин	42	Н. А. Шило, Н. Е. Савва, А. А. Пляшкевич, Г. Ф. Павлов. Парагенезисы минералов зоны окисления железного метеорита Билибино	113
В. М. Никифоров, И. М. Альперович, А. И. Гаврилов, В. Э. Кононов, В. В. Харахинов, Ю. Г. Слуднев. Строение осадочной толщи Северного Сахалина (по данным МТЗ)	52	Г. М. Пименов. Об объеме приханкайского горизонта в Приморье	117
Ю. В. Шевалдин, В. И. Балабашии, П. С. Зимин. Новые данные о геотермике Татарского пролива	61	В. П. Тузов. Новые данные по биостратиграфии кайнозой Нышского прогиба (о. Сахалин)	119
И. Л. Жуланова, А. Н. Перцев. Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности, проблема происхождения	65	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
А. И. Афицкий, П. П. Лычагин. Норийский андезитовый вулканизм Олойской зоны	77	Г. М. Власов. Можно ли резко противопоставлять процессы геосинклинально-орогенного развития и тектономагматической активизации	125
М. Х. Гагиев. Расчленение и корреляция франско-фаменских пограничных отложений Северо-Востока СССР по конодонтам	83	<b>Валерий Владимирович Иванов</b>	128

## CONTENTS

A. A. Vrublevski. Tectonic zonation of the Sikhote-Alin folded system . . . . .	3	D. I. Agapitov, <u>V. V. Ivanov</u> , S. M. Soinskaya, O. V. Scherban. Lithological-bituminological characteristics of sediments of the inner part of the Penzhinski depression (by data on drilling of parametrical well) . . . . .	94
Ye. K. Shevelev. To the question of the age of volcanogenic-siliceous-terrigenous deposits of the Middle-Amur basement . . . . .	13	V. S. Alekseev. To the question of the Okhotski massif boundaries . . . . .	102
Yu. F. Moroz, R. I. Shilenko. Geological structure of the South—Western Kamchatka according to geophysical data . . . . .	17	I. N. Tomson, O. P. Polyakova, V. P. Polokhov. Graphite-ilmenitic mineralization in the Primor'ye tin-ore khots as an indicator of the mantle gas streams . . . . .	108
I. K. Tuezov, S. B. Zolotarskaya. Peculiarities of the modern motions of the earth crust in the south of the East Siberia and Far East by data of rerunning of levelling . . . . .	23		
<u>V. K. Kuchai</u> . The island of Smiushir during Pleistocene . . . . .	33		
V. S. Rozhdestvenski. Tectonic evolution of the island of Sakhalin . . . . .	42		
V. M. Nikiforov, I. M. Alperovitch, A. I. Gavrilov, V. E. Kononov, V. V. Kharakhinov, Yu. C. Studnev. Structure of sedimentary series of the North Sakhalin (by data of MTZ) . . . . .	52		
Yu. V. Shevaldin, V. I. Balabashin, P. S. Zimin. New data on geothermic conditions of the Tatarski strait . . . . .	61		
I. L. Zhulanova, A. N. Pertsev. Basites of the northern part of the Pekulnei ridge: geology, petrological peculiarities, the problem of origin . . . . .	65		
A. I. Afitski, P. P. Lychagin. The Noriisk andesite volcanism of the Oloyskaya zone . . . . .	77		
M. H. Gagiyev. Dissection and correlation of fransko-famenskikh marginal deposits in the North.—East USSR by conodonts . . . . .	83		
		<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
		N. A. Shilo, N. E. Savva, A. A. Plyashkevitch, G. F. Pavlov. Paragenesis of minerals of the oxidation zone of iron meteorite of Bilibino . . . . .	113
		G. M. Pimenov. To the volume of the Prikhankaiski horizon in Primor'ye . . . . .	117
		V. P. Tuzov. New data on the Cenozoic biostratigraphy of the Nyshsky trough (Sakhalin) . . . . .	119
		<i>CRITICISM AND DISCUSSION</i>	
		G. M. Vlasov. Whether it is possible to sharply oppose the processes of geosynclinal-orogenic evolution and tectonomagmatic activation . . . . .	125
		<u>Iwanov Waleriy Wladimirowich</u> . . . . .	128

УДК 551.24(571.62)

А. А. Врублевский

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Предлагается схема тектонического районирования Сихотэ-Алинской складчатой системы, дана характеристика ее границ, смежных тектонических структур,

выделены секторы, структурно-формационные зоны и подзоны.

В настоящее время стратегия геолого-съемочных и геолого-поисковых работ в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы строится исходя из представлений о ее геологической структуре, разработанных главным образом к середине 60-х гг. и обобщенных в сводных выпусках Геологии СССР, посвященных Хабаровскому и Приморскому краям, а также содержащихся в известных работах Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, Б. А. Иванова, Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина, С. А. Салуна и других исследователей. Вместе с тем во второй половине 70-х и в 80-е гг. в результате целенаправленных геолого-съемочных, геолого-структурных, биостратиграфических и литологических исследований получен новый фактический материал, значительно уточняющий внутреннюю структуру системы, роль в ней складчатых и разрывных нарушений, а также характер структурного контроля целого ряда месторождений.

С учетом этих результатов вопросы тектонического районирования Сихотэ-Алиня в последние годы рассматривались авторами работ [1, 8, 9, 12, 15—17, 21, 22, 24], а также были обсуждены на региональных и рабочих совещаниях, рассматривавших итоги тематических и геолого-съемочных работ. Большинство предлагаемых схем районирования ограничены административными границами, так как Сихотэ-Алинь располагается на территории Хабаровского и Приморского краев, в каждом из которых имеются свои геологические организации. Исследователи Приамурья, с одной стороны, и Приморья — с другой, изучая разные части Сихотэ-Алиня и наблюдая различный характер сочленения его со смежными структурами, вполне естественно приходили зачастую к противоречивым представлениям о его структуре и структурной позиции.

В последнее десятилетие получили палеонтологическую характеристику считавшиеся «немыми» вулканогенно-кремнисто-терригенные образования, развитые на значительных площадях в Сихотэ-Алине. Были открыты и описаны олистостромовые и другие хаотические комплексы, генетически связанные с ними конседиментационные тектонические покровы и наложенные на них чешуйчато-надвиговые и более поздние сдвиговые дислокации. Установление широкого развития в Сихотэ-Алине чешуйчато-складчатых элементов, осложненных сдвиговой тектоникой, заставляет отказаться от использования распространенных терминов «антиклинорий» и «синклинорий». Элементы первого порядка предлагается обозначать на схеме (рис. 1) термином сектор [20]. В их составе выделяются элементы более высоких порядков — структурно-формационные зоны (СФЗ) и их подзоны (ПСФЗ), различающиеся особенностями состава и структуры слагающих их структурно-вещественных комплексов.

### ГРАНИЦЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И ХАРАКТЕРИСТИКА СМЕЖНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Согласно предложенной схеме районирования (см. рис. 1), Сихотэ-Алинская складчатая система прослеживается на расстоянии почти в 1,5 тыс. км от зал. Находка в Японском море до Сахалинского зал. Охотского моря при ширине до 300—350 км. Восточная и южная границы системы уходят под акватории Японского моря и Татарского пролива. На западе в южной части она граничит с зоной Ханкай-

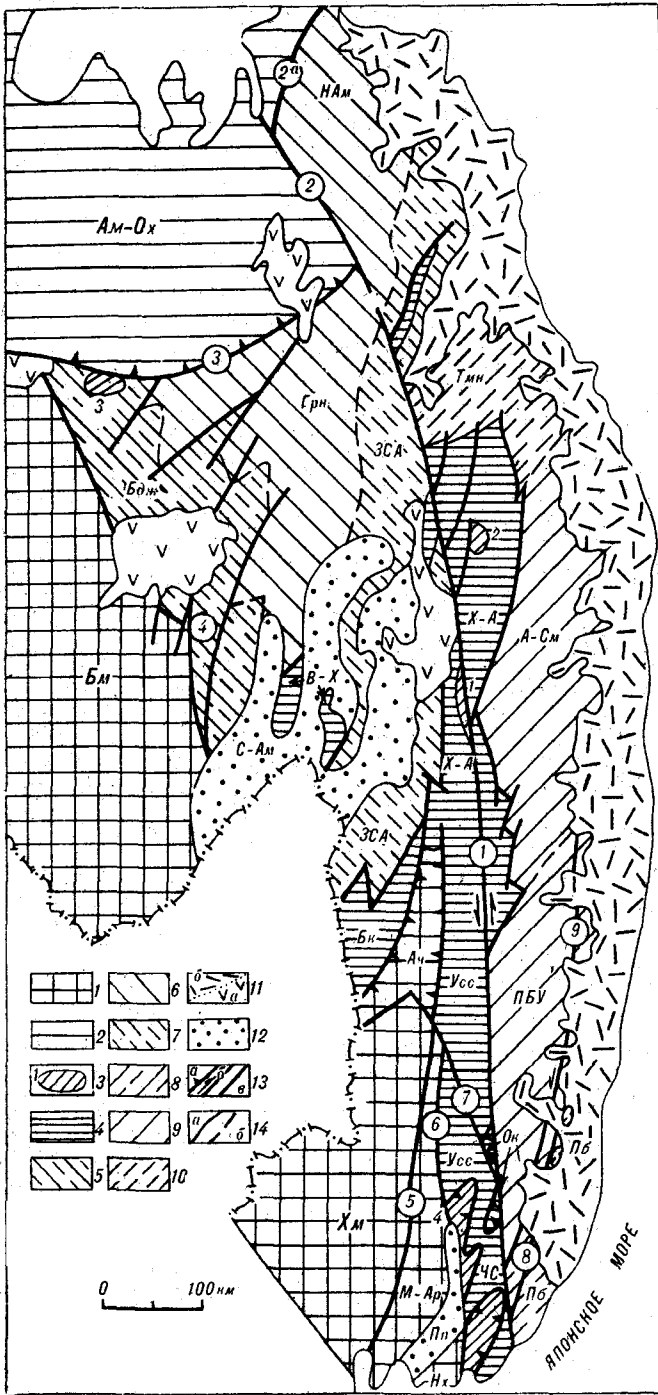


Рис. 1. Схема тектонического районирования Сихотэ-Алинской складчатой системы.

1 — жесткие массивы западной окраины системы (Бм — Буреинский массив, Хм — Ханкайский массив); 2 — образования восточной части Амуро-Охотской складчатой системы (Ам — Ох); 3—10 — секторы и структурно-формационные зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы; 3 — образования комплекса основания (1 — Хорский блок, 2 — Аюйский выступ, 3 — Софийский купол, 4 — Чугуевско-Сергеевские «габброиды»), 4 — Центральный сектор (В — Х — Вандано-Хабаровская СФЗ, Х — А — Хорско-Аюйская СФЗ, Бк — Бикинская СФЗ, Усс — Уссурийская СФЗ, Ок — Украинская СФЗ, ЧС — Чугуевско-Сергеевская СФЗ), 5—7 — Ваджалло-Нижнеамурский сектор (8 — Ваджалльская СФЗ (Бдж); 6 — Горинская (Грн) и Нижнеамурская (НАм) СФЗ, 7 — Западно-Си-

ского массива, в центральной части — заходит на территорию Маньчжурии, по-видимому, вплоть до Фэншуйлинского и Кэнтэйского докембрийских массивов. К северо-западу от Сихотэ-Алинской складчатой системы располагается Буреинский массив, а на севере она сложено сочленяется с восточной частью Амуро-Охотской системы.

К зоне Ханкайского массива вслед за Н. Г. Мельниковым и Л. А. Изосовым [12] нами отнесены как глубоко метаморфизованные архейско-раннепротерозойские образования, которые А. М. Смирновым [19] и рядом других исследователей рассматриваются как отколовшиеся части фундамента Китайской платформы, так и более поздние складчатые и чехольные образования. Время консолидации зоны массива как жесткой структуры приходится, по-видимому, на средний палеозой (ордовик-силур?). В дальнейшем на большей ее части формировались чехольные образования и периодически проявлялись процессы тектономагматической активизации.

Буреинский массив как единый тектонический элемент сформировался к началу мезозоя. Фундамент массива по современным представлениям сложен преимущественно разновозрастными гранитоидами. Докембрийские и палеозойские образования сохранились главным образом в виде отдельных ксенолитов и глыб в кровле массивов гранитоидов, а также слагают несколько отдельных блоков. По уровню метаморфизма, характеру формаций и стилю дислокаций докембрийские комплексы массива сходны с подобными образованиями других массивов западной окраины Сихотэ-Алиня: Ханкайского, Кэнтэйского и Фэншуйлинского. В рифей-палеозойское время на территории нынешнего Буреинского массива почти повсеместно формировался плитный комплекс и только в разделяющих отдельные блоки трогах накапливались отложения геосинклинального типа. В конце палеозоя, возможно, в самом начале мезозоя вся эта территория была подвержена гранитизации и превратилась в жесткую структуру, по краям которой в дальнейшем сформировались наложенные прогибы, выполненные терригенными отложениями значительной мощности.

хотэ-Алинская СФЗ (ЗСА)), 8—10 — Приморский сектор (8 — Прибрежная СФЗ (Пб), 9 — Павловско-Большееуссурийская СФЗ (ПБУ) и Арму-Самаргинская СФЗ (А-См), 10 — Тумнинская СФЗ (Тмн)); 11 — поднеомезозойско-найнозойские вулканогенные образования; 2а — западной части Сихотэ-Алиня, 6 — Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 12 — образования наложенные впадины и прогибы (С — Ам — Среднеамурской найнозойской впадины, Пп — Партизанского мелового прогиба); 13 — разломы (а — надвиги, б — свдвиги, в — прочие, цифры в кружках: 1 — Центрально-Сихотэ-Алинский, 2 — Лимурчанский, 3 — Мезачанский, 3 — Пауанский разломы, 4 — система Восточнубурейских разломов, 5 — Западно-Сихотэ-Алинский, 6 — Арсеньевский, 7 — Меридиональный, 8 — Прибрежный, 9 — Восточный разломы); 14 — границы (а — секторов, б — структурно-формационных зон);

Граница Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы имеет сложный характер и проводится по-разному. Ю. И. Бакулиным и Ю. А. Косыгиным [4], например, выделяется пограничный Амгунский блок, который в целом представляется ими как сложно построенный горст-антиклинорий. Вдоль западной окраины Сихотэ-Алинской складчатой системы выделяется Амгунско-Уссурийская система сдвигов [25], которая включает большое количество субпараллельных разломов северо-восточного простираения протяженностью от десятков до сотен километров. Именно эти разрывы определяют зубчатый характер восточной границы как Буреинского, так и расположенного южнее Ханкайского массивов. Наличие левосторонних смещений по этим разрывам объясняется, по-видимому, и общее смещение Ханкайского массива к востоку относительно Буреинского и юго-западный «залив» Сихотэ-Алинской складчатой системы, разделяющий эти массивы.

На северо-западе и севере Сихотэ-Алинская складчатая система граничит с восточной частью Амура-Охотской системы, в строении которой здесь участвуют палеозойские и мезозойские образования. Причем основные особенности ее структуры связаны с развитием палеозойско-раннемезозойской континентальной окраины, а более поздние процессы лишь несколько осложнили ранее созданную структуру главным образом в виде трансляции ее по разломам. Сложную чешуйчато-надвиговую структуру имеет самая южная часть этого сегмента — Ниланская структурно-формационная подзона, выделяемая часто в качестве Ниланского антиклинория. Всеми исследователями признается определенная условность границы между Сихотэ-Алинской и восточной частью Амура-Охотской складчатыми системами. На принятой схеме она вслед за А. Ф. Васькиным, М. В. Мартынюком и другими проведена по Пауканскому разлому и его восточному продолжению вплоть до Лимурчанского разлома. Следует отметить, что и восточнее этого разлома в северной части Нижнего Приамурья, которое включено в состав Сихотэ-Алинской системы, устанавливается наложение структурных планов обеих систем [6].

Восточная граница Сихотэ-Алинской складчатой системы проводится условно под экваторией северной части Японского моря и Татарского пролива. Существует много точек зрения на ее природу. В южной своей части эта граница совпадает, по-видимому, с уступом континентального склона, а севернее протягивается вдоль западного борта выделяемого И. И. Берсеным и его коллегами Западно-Япономорского прогиба предположительно риф-

тогенной природы. Этот прогиб, на наш взгляд, отделяет в современной структуре Сихотэ-Алинскую и Сахалино-Хоккайдскую складчатые системы, которые в палеотектоническом аспекте были несомненно тесно связаны. Здесь следует напомнить, что в прибрежной части Сихотэ-Алиня, кроме крайнего юга, повсеместно развиты вулканоплутонические позднемеловые и кайнозойские образования, не позволяющие наблюдать характер строения мезозойских складчатых толщ. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс рядом исследователей выделяется в качестве самостоятельной структуры одного порядка со складчатыми системами и считается звеном гигантского Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса, служащего восточной границей мезозойского. Окраинно-континентальные пояса, к которым мы относим и Восточно-Сихотэ-Алинский, обладая чертами унаследованности в ряде элементов, на значительной своей части накладываются на гетерогенное основание. Однако отнесение их полностью к проявлениям процессов тектонической активизации не может объяснить закономерности латерального ряда структур, т. е. часто наблюдаемые латеральные взаимопереходы комплексов вулканических поясов, преддуговых и тыловых прогибов (миогеосинклинальных зон), внешних невулканических дуг (эвгеосинклинальных зон или аккреционных клиньев). Думается, что именно такие взаимоотношения имеют место между образованиями Сихотэ-Алинской, Хоккайдо-Сахалинской складчатых систем и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом.

#### СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Понятие о структурно-вещественных комплексах заимствовано из работ Ч. Б. Борукаева, Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова [3], оно уже было использовано для описания тектоники южной части рассматриваемого региона [4]. Преимущество этого понятия перед уже имевшимися в литературе близкой с ним нагрузкой заключается в том, что оно раскрывает процедуру выделения комплексов. В пределах рассматриваемого региона выделяются три комплекса: 1 — основания, 2 — геосинклинальный и 3 — орогенный. Ниже дана характеристика только двух первых комплексов как основных при решении вопросов тектонического районирования системы.

#### КОМПЛЕКС ОСНОВАНИЯ

Существующие сведения не позволяют однозначно ответить на вопрос о природе фунда-

мента Сихотэ-Алинской системы. История взглядов на указанную проблему недавно рассмотрена А. О. Мазаровичем [9], и мы не будем на этом заострять внимание. Отметим только наиболее популярные на сегодняшний день точки зрения: Сихотэ-Алинская геосинклинальная система заложилась либо на первично сиалическом, либо на первично океаническом основании, и имеется также мнение, что фундамент ее был гетерогенным, сравнимым с переходным типом современной Азиатско-Тихоокеанской континентальной окраины.

К комплексу основания Сихотэ-Алинской складчатой системы отнесены метаморфиты Хорского блока, Анюйского выступа, а также габброиды, гранитоиды и метаморфические образования, встречающиеся в аллохтонном залегании в Центральном секторе, и разнообразные очковые сланцы Софийского купола Баджало-Нижнеамурского сектора. Кроме того, следует иметь в виду, что со стороны континента вплотную к Сихотэ-Алинской системе подходят разнообразные докембрийские и нижнепалеозойские комплексы различных зон Ханкайского, Буреинского и других массивов, а к югу от нее, в Японском море, за Центральной котловиной сходные образования известны на возвышенности Ямато.

В приуроченном к Центральному разлому узком Хорском блоке ( $7 \times 90$  км) развиты два резко различных структурно-вещественных комплекса [11]: мигматит-гнейсовый и микрокварцит-филлитовый. Первый слагает большую часть блока и представлен биотитовыми, двуслюдяными и амфибол-биотитовыми гнейсами, кварцитами, инъецированными биотитовыми и мусковитовыми гранитами и плагиогранитами. Все породы несут следы неоднократного катаклаза, милонитизации. Из-за устойчивого юго-восточного наклона гнейсовидности создается ложная картина моноклинального их залегания. Второй комплекс сложен интенсивно рассланцованными, но слабо метаморфизованными терригенными и перекристаллизованными кремнистыми породами. Блок ограничен зонами разломов, круто наклоненных в разные от него стороны. Возраст пород блока датируется разными исследователями от докембрийского до раннемелового. На основании данных изотопного Rb/Sr анализа возраст выхода пород из стадий метаморфизма оценивается в  $227,2 \pm 10,4$  млн лет [11].

Анюйский выступ располагается к северо-востоку от Хорского блока и также приурочен к осевой части Центрального сегмента Сихотэ-Алинской системы. Он сложен толщей слюдяных сланцев и гнейсов, метаморфизованных от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций, неравномерно мигматизированных гней-

совидными плагиогранитами и гранодиоритами. По данным К—Аг-изотопии для пород этого выступа устанавливается раннепалеозойский (488—417 млн лет) возраст метаморфизма [10]. Выступ в целом представляет вытянутый в северо-восточном направлении ( $12 \times 30$  км) овал, обнажающийся в ядре мезозойской купольной структуры.

Южнее Хорского блока в пределах Центрального сектора Сихотэ-Алиня известна прерывистая полоса выходов габброидов, гранитоидов и метаморфических пород, залегающих, по мнению авторов работ [8, 9, 12 и др.], в виде тектонических пластин, глыб и включений в олистостромовых толщах. К ним относятся метаморфизованные эффузивно-осадочные и изверженные породы: амфиболиты, амфиболовые, гранат-амфиболовые, кварц-альбит-мусковитовые сланцы и гнейсы, прорванные интрузиями катаклазированных, амфиболизированных полосчатых габбро, диоритов и плагиогранитов. Самый северный блок катаклазитов по плагиогранитам и габбро обнажается в непосредственной близости от Хорского блока, а южнее их количество и величина сильно варьируют. Широким развитием они пользуются между селами Самаркой и Бреевкой и в междуречье рек Партизанской и Киевки. Этот комплекс пород условно относится к протерозою. Подобные образования, согласно наблюдениям Е. К. Шевелева (устное сообщение), встречаются и вблизи границы Сихотэ-Алинской системы с Буреинским массивом. Кроме того, в крайней северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы к комплексу основания отнесены метаморфические породы ядра Софийского купола, отличающиеся от комплексов Хорского и Анюйского блоков более низкотемпературными минеральными ассоциациями. Возраст образований ядра Софийского купола, исходя из их структурной позиции, принимается допалеозойским.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС

Геосинклинальный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы включает вулканогенные, кремнистые, терригенные и в меньшем объеме карбонатные образования от среднего палеозоя до нижнего мела включительно. В виде экзотических блоков, глыб, олистолитов и т. п. встречаются и более древние образования. В составе геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня нами ранее [5] выделялось три формационных комплекса: 1 — карбонатно-кремнистый, 2 — терригенно-кремнистый, 3 — терригенный. Позднее для многих формаций была уточнена и даже изменена возрастная характеристика, однако структурная позиция

большинства из них осталась прежней. Карбонатно-кремнистые породы встречаются преимущественно в разрезах палеозоя Прибрежной и Баджальской СФЗ и в различных СФЗ Центрального сектора, где они известны в аллохтонном залегании и слагают глыбы, блоки и пластины. Терригенно-кремнистый комплекс формаций палеозойско-юрского возраста преобладает среди геосинклинальных образований Центрального сектора от Вандано-Хабаровской и Хорско-Анхойской СФЗ на севере до побережья Японского моря на юге. Развита он и в Дальнегорской ПСФЗ Прибрежной зоны. Выше него повсеместно встречаются микститовые юрско-меловые образования, которые как бы венчают разрез геосинклинальных отложений этих СФЗ. Терригенный комплекс слагает основные части геосинклинального разреза Баджало-Нижнеамурского и Приморского секторов. Причем в первом он объединяет триасово-нижнемеловые отложения, а во втором — меловые (возможно, верхнеюрско-меловые).

Таким образом, по структурно-вещественным особенностям геосинклинального комплекса в составе Сихотэ-Алинской складчатой системы выделяются три сектора (см. рис. 1): 1 — Баджало-Нижнеамурский, 2 — Центральный и 3 — Приморский. Граница между двумя последними проводится на значительных расстояниях по зоне Центрального разлома Сихотэ-Алиния, по серии сопряженных с ним с востока разломов или по району смены кремнистых и микститовых триасово-меловых пород терригенными меловыми отложениями. Более сложный характер имеет граница между Центральным и Баджало-Нижнеамурским секторами. На значительных расстояниях она перекрыта образованиями кайнозойской наложенной Средне-Амурской впадины. По-видимому, граница кремнистых триасово-юрских отложений и юрско-меловых микситов Центрального сектора с одновозрастными терригенными образованиями Баджало-Нижнеамурского сектора проходит по структурному шву. Эта граница осложнена еще и тем, что меловые терригенные отложения юго-западной части Западно-Сихотэ-Алинской СФЗ как бы врезаны в тело Центрального сектора и разделяют его на Вандано-Хабаровскую и Хорско-Анхойскую СФЗ. Автор ранее [2] уже предлагал выделять в Сихотэ-Алине три главных структурных элемента, но тогда Баджало-Нижнеамурский и Приморский секторы предлагалось называть синклиниями, а Центральный — антиклинием.

**Баджало-Нижнеамурский сектор.** В крайней северо-западной его части располагается Баджальская СФЗ, в составе которой А. Ф. Васкин, М. В. Мартынюк и другие исследователи

выделяют Сулукскую, Баджальскую, Верхнебуреинскую и Ванданскую подзоны. Сулукская представляет собой купольную структуру, сложенную терригенными и вулканогенными образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Их возраст оценивается разными авторами от протерозоя до мезозоя. Каменноугольно-пермские толщи значительной мощности Верхнебуреинской и Баджальской подзон как бы облекают Сулукский купол. Считается, что в их строении преобладают палеозойские отложения. Исследования последнего времени свидетельствуют, что в пределах Ванданской ПСФЗ широко развиты нижнемезозойские вулканогенно-кремнистые образования, сопоставимые с аналогичными образованиями северной части Центрального сектора. Поэтому она отнесена к этому сектору совместно с Хабаровской ПСФЗ. К востоку от Баджальской СФЗ располагается Горинская структурно-формационная зона. Граница между ними проводится примерно по месту несогласного залегания существенно терригенных верхнетриасовых толщ на подстилающих отложениях. Вверх по разрезу располагается мощная терригенная флишoidная формация юрского возраста. Вдоль восточной границы Горинской СФЗ она наращается согласно сходными берриас-валанжинскими флишoidными отложениями. Образования близкого состава развиты и в Нижне-Амурской СФЗ, которая располагается на левобережье Амура между Лимурчанским и Мевачанским разломами и побережьем Сахалинского залива. В юго-восточной части Баджало-Нижнеамурского сектора, вдоль его границы с Центральным сектором, выделяется Западно-Сихотэ-Алинская структурно-фашиальная зона, которая представляет собой область развития верхнего, мелового подкомплекса. Под этой зоной скрыт характер сочленения разнотипных нижнемезозойских разрезов двух секторов. На юго-западе, где образования зоны вторгаются в пределы Центрального сектора, разделяя его Хорско-Анхойскую и Вандано-Хабаровскую СФЗ, они характеризуются более грубообломочным составом материала и менее упорядоченным строением разреза. На правобережье р. Бикин меловые терригенные отложения этой зоны фашиально замещаются субаэральными эффузивами алчанской свиты одноименной зоны Ханкайского массива.

**Центральный сектор.** Это область преобладающего развития нижнего палеозойско-юрского геосинклинального структурно-вещественного подкомплекса. Сектор простирается от бассейна р. Анхой на юго-юго-запад. В бассейне р. Бикин происходит как бы разрезание сегмента северо-восточным выступом Ханкайского массива на две ветви. Одна ветвь в виде Бикин-



ской СФЗ облакает выступ массива с севера и уходит в пределы Маньчжурии, а другая прослеживается вдоль восточного края массива вплоть до побережья Японского моря, отделяясь от массива Арсеньевским разломом, а от Приморского сектора — Центральным разломом Сихотэ-Алиня. На большей своей части эта ветвь сектора соответствует понятиям Главный или Центральный антиклинорий [7], Северо-Западная зона [8] или Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона [9]. При выделении структурно-формационных зон сектора использованы элементы районирования, предложенные этими исследователями, а также А. Ф. Васькиным, М. В. Мартынюком, В. Б. Трояном и другими. Характеристику зон и подзон комплекса мы проводим с севера на юг и с запада на восток. Крайнюю северную часть сектора занимает Хорско-Анхойская СФЗ с Хорской и Анхойской подзонами. Образования фундамента, обнажающиеся в центральных частях этих подзон, были описаны ранее. Геосинклинальный же комплекс представлен верхнепалеозойско-нижнемезозойскими терригенно-кремнистыми отложениями, содержащими глыбы палеозойских известняков. В настоящее время в связи с новыми находками раннемезозойских радиоларий и конодитов в ряде кремнисто-алевролитовых толщ, относимых ранее к верхнему палеозою, происходит пересмотр стратиграфической последовательности свит и толщ, которая до сих пор использовалась при проведении геолого-съемочных работ. Близкое строение имеет и уже упоминавшаяся Вандано-Хабаровская СФЗ, охарактеризованная Е. К. Шелевевым в статье в настоящем номере журнала.

В Бикинской СФЗ, располагающейся к северо-западу от Алчанской зоны Ханкайского массива, в основании видимого разреза залегает верхнетриасово-юрская толща кремней, алевролитов и известняков мощностью около 1200 м, которая согласно перекрывается берриасовой культухинской свитой песчано-алевролитового состава с многочисленными подводно-оползневыми текстурами и вкраплениями обломочного материала и пластами вулканитов основного и среднего состава. С угловым несогласием на них залегает терригенная толща апт-альбского возраста суммарной мощностью более 2000 м.

К востоку от Ханкайского массива за Арсеньевским разломом, в Центральном секторе, южнее Хорско-Анхойской СФЗ мы выделяем вслед за авторами работ [8, 9, 15] Уссурийскую, Чугуевско-Сергеевскую и Украинскую структурно-формационные зоны, разделяемые, в свою очередь, на подзоны.

В пределах Уссурийской СФЗ развиты верхнепалеозойско-мезозойские геосинклинальные

отложения значительной мощности. Это относящиеся к нижнему подкомплексу нижневерхнепермские себучарская и ариадненская свиты, триасово-юрские тудовакская, эльдовакская и маляновская свиты, верхнеюрско-валанжинские самаргинская и удековская (?) свиты. Все эти отложения интенсивно дислоцированы, в кремнистых породах широко проявлена дисгармоническая складчатость, а возможно, и складчатость нескольких этапов или фаз. К верхам комплекса приурочено широкое развитие микститов и тектонических покровов. На незначительных площадях вблизи зоны Центрального разлома развиты апт-альбские песчано-алевролитовые отложения соколовской и холминской свит. Они залегают на подстилающих несогласно, дислоцированы слабее и относятся уже к верхнему подкомплексу геосинклинального комплекса и к востоку фациально замещаются значительно более мощными одновозрастными отложениями Приморского сектора.

Для Украинской СФЗ характерно налегание на габброидах, гранитоидах и кристаллических сланцах, условно относимых к протерозою, верхнепермских слюдястых аркозовых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу триасово-юрскими алевролитами, берриасовой погской толщей щелочных базальтов и валанжинской песчано-алевролитовой ключевской свитой суммарной мощностью в 1500 м. Образования подзоны разобщены территориально и слагают несколько блоков, которые считаются тектоническими покровами [8], перекрывающими геосинклинально-складчатые отложения вблизи зоны Центрального разлома.

Чугуевско-Сергеевская СФЗ (отвечает примерно Сергеевской подзоне в понимании А. О. Мазаровича [9]). Разрез этой зоны сходен с разрезом Украинской зоны, только здесь на протерозойских (?) «габброидах» залегают, по-видимому, стратиграфически более низкие горизонты верхней перми, представленные чандалаской свитой. В ее составе наблюдаются конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты и органогенные известняки, а выше залегают аналогичные «украинским» песчаники извилинской свиты. Пространственно образования подзоны тяготеют к южной части Арсеньевского разлома и так же, как и в случае с Украинской зоной, здесь предполагается аллохтонное залегание всей этой зоны. По мнению Н. Г. Мельникова (устное сообщение), аллохтоны, слагающие Чугуевско-Сергеевскую СФЗ, переместились с территории, занятой ныне Партизанским наложенным меловым прогибом.

Приморский сектор занимает всю восточную часть Сихотэ-Алиня и на большей своей части представлен образованиями верхнего, мелового

подкомплекса геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня. Несколько особняком стоит его юго-восточная часть — Прибрежная структурно-формационная зона, которая по составу (сложена преимущественно образованиями нижнего подкомплекса) и характеру дислоцированности очень похожа на образования Центрального сектора.

Границей между Приморским и Центральным секторами на большей части служит Центральный разлом Сихотэ-Алиня и только в двух случаях образования первого сектора «переходят» эту границу — в районе Анюйской подзоны Хорско-Анюйской СФЗ и южнее, вблизи границы Приморского и Хабаровского краев (Арму-Татибинский блок [7] или Дальненская подзона [15]). Севернее Хорско-Анюйской СФЗ Центрального сектора происходит сочленение Приморского сектора с Баджало-Нижнеамурским. Здесь на месте замыкания Центрального сектора располагается Тумнинская СФЗ. Сложена она, как и соседствующая с ней Западно-Сихотэ-Алиньская СФЗ Баджало-Нижнеамурского сектора, меловыми послеваланжинскими терригенными отложениями, разрезы которых до недавнего времени являлись стратотипическими для Северного Сихотэ-Алиня. К юго-востоку от этой зоны располагается северная часть Приморского сектора. Восточная часть сектора перекрыта мощным комплексом верхнемеловых и кайнозойских вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. На западе, вдоль границы с Хорско-Анюйской СФЗ, прослеживается система разломов, по-видимому, являющихся опережающими к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Суммарная мощность только меловых геосинклинальных отложений в этой части сектора оценивается геологами-съёмщиками в 15 км. Это можно объяснить только тем, что в меловом бассейне постоянно смещалась ось максимального осадконакопления. Степень дислоцированности меловых пород близка здесь к дислоцированности триасово-юрских отложений соседних районов Центрального сектора.

Южнее, между верховьями рек Анюй и Арму, в бассейнах верхнего течения рек Бикина и Самарги располагается Арму-Самаргинская структурно-формационная зона Приморского сектора. Наиболее полно она была охарактеризована И. К. Пуциным [18]. Границы зоны внутри сектора с севера и юга проводятся условно. Западную границу зоны и сектора составляет серия разрывов, опережающих с востока Центральный разлом (с севера на юг): Чуинский, Чукенский и Тигринский. Эти разрывы не глубинны, круто наклонены на юго-восток. Между ними и Центральным разломом обнаружены геосинклинальные складчатые образования нижнего подкомплекса так называемой

Дальненской подзоны [15]. К зонам разломов приурочены интрузии гранитоидов позднемелового возраста и комагматичные им вулканы. Более глубинными, по-видимому, являются разломы Верхнесамаргинский и Арму-Бикинский, которые разделяют зону на три подзоны (с северо-запада на юго-восток): Верхнеанюйскую, Адинскую и Зевскую. Плоскости обоих разломов наклонены на юго-восток. Но если первый скорее всего является сбросом, то второй — взброс с левосдвиговой компонентой, достигающий поверхности Конрада и, возможно, Мохо. В пределах рассматриваемой зоны развиты геосинклинальные полноскладчатые образования верхнего подкомплекса (берриас-альбского возраста), более молодые (сеноман-туронские) терригенные отложения залегают на них резко несогласно, развиты локально и относятся уже к орогенным образованиям. Нарастание разреза происходит с северо-запада на юго-восток. Все нижнемеловые отложения рассматриваемой зоны интенсивно дислоцированы, и на них с резким угловым несогласием залегают сеноман-туронские континентальные терригенные отложения (сабуинская толща). По данным И. К. Пуцина [18], в процессе складчатости и надвигообразования поперечный размер рассматриваемой зоны сократился в 2 раза.

Павловско-Большеуссуркинская структурно-формационная зона располагается к югу от описанной и отвечает примерно понятиям зоны Главного синклинория [7], Центральной [8], Восточно-Сихотэ-Алинской зон [9]. Она подразделяется вслед за Ю. Н. Олейником [15] на Лужкинскую и Кемскую подзоны, граница между которыми проводится по Восточному разлому, выделенному В. П. Уткиным [23]. В строении зоны участвуют отложения от верхней юры до верхнего альба включительно.

Прибрежная структурно-формационная зона геологами, как правило, выделяется в самостоятельный структурный элемент первого порядка. Нами же она включена в состав Приморского сектора в качестве структурно-формационной зоны, в которой преобладают образования нижнего подкомплекса геосинклинального комплекса. По типу же отложений и внутренней структуре она близка структурно-формационным зонам южной части Центрального сектора Сихотэ-Алиня. В разрезе этой зоны известны образования от девона до нижнего мела включительно. Причем палеозойские отложения от девона до перми включительно достоверно установлены только в ее южной части, где слагают фациально замещающиеся зародовскую и скалитореченскую толщи, довольно хорошо охарактеризованные в литературе и при геолого-съёмочных работах. А. П. Никитина [14] подтвердила точку зрения

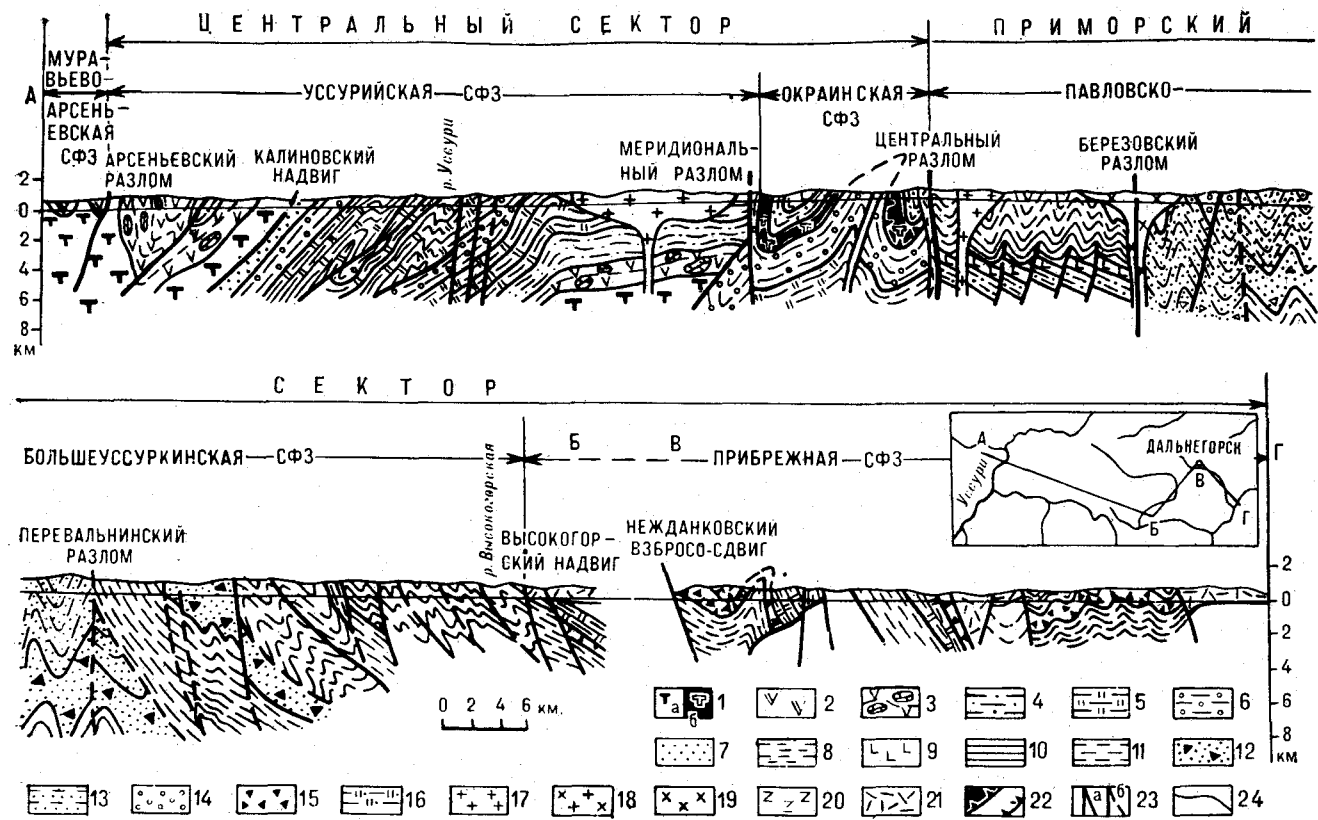


Рис. 2. Геолого-структурный профиль Сихотэ-Алинской складчатой системы (составлен с использованием материалов В. В. Голозубова и Ю. П. Юшманова).

Образования Муравьево-Арсеньевской СФЗ Ханкайского массива: 1 — протерозойские (?) габброиды, гранитоиды и метаморфические породы комплекса основания: а — массивные, б — катаклизированные; 2 — базальты, липариты и алевролиты нижней половины владивостокской свиты. Образования Центрального сектора: 3—7 — Уссурийской СФЗ: 3 — алевролиты, спилиты, реже песчаники и кремни себучарской свиты, 4 — песчаники и алевролиты ариадненской свиты, 5 — триасово-юрские алевролиты и кремни тудовакской и эльдовакской свит, 6 — верхнеюрские — нижнемеловые алевролиты с включениями и глыбами песчаников, кремней, реже известняков, габброидов и гранитоидов (гидротектониты и олистостромы самаркинской свиты), 7 — верхнеюрские — нижнемеловые песчаники и алевролиты удековской свиты; 8, 9 — Окраинской СФЗ: 8 — верхнепермские, триасовые, нижне-среднеюрские алевролиты, реже песчаники, 9 — средне-верхнеюрские базальтоиды погоской свиты. Образования Приморского сектора: 10 — верхнеюрские — нижнемеловые алевролиты, песчаники, реже базальтоиды и кремни ердагоуской свиты, 11 — герриас-валанжинские алевролиты, реже песчаники журавлевской, ключевской, таухинской свит и силкинской толщи, 12 — готерив-барремские песчаники, реже алевролиты устьколумбиской и приманкинской свит, 13 — апт-альбские песчаники и алевролиты каталевской, дивнинской и светловодинской свит, 14 — средне-верхнеальбские песчаники и алевролиты лужинской свиты, 15 — олистостромовые образования тетюхинской толщи (нижний аллохтон), 16 — триас-нижнемеловые кремни, алевролиты и песчаники горбушинской толщи (верхний аллохтон). Меловые интрузии: 17 — гранитоидов, 18 — гранодиоритов, 19 — монзонитоидов, 20 — нефелиновых сиенитов; 21 — верхнемеловые — третичные вулканы; 22 — границы консолидационных тектонических покровов; 23 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 24 — геологические границы.

В. А. Обручева об аллохтонном залегании этих массивов. Район развития палеозойских образований некоторыми исследователями выделяется в самостоятельную Щербаковскую подзону [15]. Севернее развиты терригенные, вулканогенные, кремнистые и орогенные образования триасово-раннемелового возраста, обнажающиеся преимущественно в виде эрозионно-тектонических окон среди полей развития поздне-меловых — палеогеновых вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Граница Дальнегорской подзоны на западе проводится по системе разломов, составляющих зону Прибрежного разлома. По последнему триасово-нижнемеловые образования надвинуты на готерив-альбские отложения Павловско-Большеуссурийской зоны, которые

в этом случае могут рассматриваться как автохтон [24]. В представлениях о геологии Дальнегорского района, столь важного в горно-рудном отношении, до сих пор много дискуссионного. Здесь мы сошлемся на предложенный недавно [13] вариант расчленения развитых в подзоне образований на тектоно-стратиграфические комплексы. Из него следует, что в основании разреза располагаются триасово-нижнемеловые породы тетюхинской серии, представленные в нижней части толщей триасовых известняков, а выше — толщей известняковых брекчий поздне-триасового — раннемелового возраста. Выше в разрезе согласно залегают образования мономаховской серии, а на ней (также согласно) ключевской свиты. Наибольшую сложность имеет строение мономаховской

серии. Низы ее отнесены к параавтохтону и представлены пачкой флишoidalного переслаивания алевролитов и песчаников и залегающей на ней пачкой песчаников с многочисленными прослоями гравелитов, конгломерато-брекчий. Выше залегает олистостромовая пачка или комплекс, в котором флишoidalный матрикс повсеместно насыщен глыбами, обломками и оползевыми пластинами известняков, кремней и спилитов. Глыбы охарактеризованы фауной триаса и юры. Для пород матрикса характерны текстуры взмучивания и подводного оползания, в них встречается берриас-валанжинская фауна и флора. К верхним частям олистостромовой пачки иногда приурочены гигантские (до  $3 \times 5$  км) аллохтонные пластины кремней раннетриасово-позднеюрского и терригенных пород позднеюрско-раннемелового возраста, относимых к самостоятельной горбушинской серии, которые рассматриваются как аллохтонные. Ближайшим ныне известным местом развития аналогичных пород является толща кремней и терригенная толща Ольгинского района, что может служить косвенным признаком оценки амплитуды перемещения конседиментационных тектонических покровов Дальнегорского района в 40—80 км. Выше олистостромовой толщи залегает существенно терригенная верхняя часть мономаховской серии и ключевская свита. Они относятся к неавтохтону. По нашему мнению, образования мономаховской серии и ключевской свиты в районе представляют собой единый тектоностратиграфический комплекс, который в одних случаях содержит мощный олистостромовый

горизонт с аллохтонными пластинами, сложенными породами горбушинской свиты и глыбами-разнородных образований. В других же случаях наблюдается стратиграфическое наложение отложений неавтохтона на параавтохтон. Из приведенного описания можно представить и степень дислоцированности этих толщ. В них выделяется до трех или даже четырех (в кремнистых породах) генераций складок, тектонические покровы и надвиги и преимущественно позднемеловые сдвиги, а также более молодые наложенные дислокации, связанные с формированием вулканогенного пояса.

Общий характер структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы виден на поперечном профиле (рис. 2) через ее южную часть.

Таким образом, исходя из особенностей состава и характера дислоцированности геосинклинальных складчатых толщ, предлагается трехчленное разделение территории Сихотэ-Алинской складчатой системы. Центральный сектор, сложенный преимущественно верхнепалеозойско-юрскими терригенно-кремнистыми образованиями, представляет собой область тектонического скупивания с широким проявлением чешуйчато-надвиговых структур и развитием микситовых комплексов тектонического, тектоногравитационного и гравитационного типов. Образования этого сектора как бы облекают северо-восточный выступ Ханкайского массива. Подобная картина характерна и для взаимоотношения Баджальской СФЗ Баджалонижнеамурского сектора со смежными структурами Буреинского массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю. И., Косыгин Ю. А. Основные проблемы геологии Приамурья.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
2. Боголенов К. В., Врублевский А. А., Ермиков В. Д. О соотношениях в развитии Сихотэ-Алинской геосинклинали и восточной части Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973.
3. Борукаев Ч. В., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Общие принципы составления карты тектоники докембрия континентов.— Геол. и геофиз., 1970, № 8.
4. Врублевский А. А. Тектоника Сучанского прогиба. Автореф. канд. дис.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972.
5. Врублевский А. А. Формационное расчленение отложений Сихотэ-Алиния.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
6. Врублевский А. А., Пилацкий В. Э. Складчатые и разрывные нарушения северной части Нижнего Приамурья.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
7. Геология СССР. Т. XXXII, Приморский край.— М.: Недра, 1969.
8. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиния.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
9. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое.— М.: Наука, 1985.
10. Мартынюк М. В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анюйского выступа фундамента.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
11. Мартынюк М. В., Михалев Ю. А., Попеко В. А. Rb—Sr-возраст древнейшего комплекса Хорского блока кристаллических пород в Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали.— Тихоокеанская геол., 1986, № 3.
12. Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Структуро-формационное районирование Приморья (докайнозойские структуры).— Тихоокеанская геол., 1984, № 1.
13. Михайлов В. А., Врублевский А. А., Юшманов Ю. П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье).— Тихоокеанская геол., 1987, № 1.
14. Никитина А. П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их стра-

- тиграфическое значение. Автореф. канд. дис.— Владивосток; ДВНЦ АН СССР, 1971.
15. *Олейник Ю. Н.* Тектоническое районирование Приморского края.— Тихоокеанская геол., 1986, № 1.
  16. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии.— Новосибирск: Наука, 1984.
  17. *Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П. и др.* Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана.— Геотектоника, 1983, № 6.
  18. *Пуцин И. К.* Геологическое строение и история геологического развития Центральной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня в раннем мелу и сеноман-туроне. Автореф. канд. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
  19. *Смирнов А. М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
  20. *Смирнов В. И.* Металлогения тектонических секторов геосинклиналей.— Вестн. МГУ. Сер. IV (геология), 1964, № 1.
  21. *Сухов В. И.* Тектономагматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов востока СССР. Автореф. докт. дис.— Хабаровск: ПГО Дальгеология, 1981.
  22. *Усенко С. Ф.* Геодинамика формирования, тектоника и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой системы.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
  23. *Уткин В. П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
  24. *Юшманов Ю. П.* Консидиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района.— Тихоокеанская геол., 1986, № 3.
  25. *Natal'in B. A., Parfenov L. M. et. al.* Main fault systems of the Soviet Far East.— Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1986, A 317.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
21 октября 1986 г.

*Е. К. Шевелев*

## К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФУНДАМЕНТА СРЕДНЕ-АМУРСКОЙ ВПАДИНЫ

В районе Хабаровска в отложениях, относимых ранее к верхнему палеозою, обнаружены многочисленные остатки мезозойских радиолярий и конодонтов. Это свидетельствует о широком развитии здесь мезозойских отложений, которые предлагается подразде-

лять на две толщи. Верхнепалеозойские образования имеют ограниченное распространение и присутствуют среди мезозойского комплекса в виде крупных аллохтонных пластин и глыб.

В районе Хабаровска, в отрогах хр. Хехцир, в обрывах правого берега р. Амур обнажаются вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения спорной возрастной принадлежности. В процессе предшествующих геолого-съёмочных и тематических работ предлагались различные варианты их расчленения и датировки. На III Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою Дальнего Востока была принята следующая схема: воронежская свита (верхний карбон), толща песчаников, алевролитов, туфов (нижняя пермь), хабаровская (верхняя пермь) и краснореченская (верхний триас — нижняя юра) свиты [7]. Возраст первых трех подразделений определялся по находкам фораминифер в органогенных известняках. Необходимо отметить, что еще четверть века назад В. Г. Варнавский [2], считая позднекаменноугольные известняки воронежской свиты экзотическими глыбами, пришел к выводу о ее триасовом возрасте. Позднее С. Ю. Беляев установил присутствие олистостромов в составе хабаровской свиты и предположил ее послепермский возраст [1]. Таким образом, приведенная выше схема нуждалась в серьезной проверке.

При решении спорного вопроса о датировке вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений основное внимание было уделено выяснению условий залегания органогенных известняков и поискам органических остатков во вмещающих отложениях. В результате выявлено более 20 новых находок мезозойской микрофауны и доказана глыбовая природа известняков в стратотипах воронежской и хабаровской свит. Вместе с тем в процессе работ выяснилось, что при стратиграфических построениях предшествующих исследователей не учтено

сложное чешуйчатое строение разрезов, в которых зачастую совмещены блоки разновозрастных пород. Поэтому нами предпринята попытка по разрозненным блокам восстановить в общих чертах стратиграфическую последовательность на основании имеющихся в настоящий момент палеонтологических данных.

Верхнепалеозойские отложения имеют ограниченное распространение и представлены карбонатно-вулканогенными и терригенными фациями. Карбонатно-вулканогенные отложения установлены южнее ст. Красная Речка (см. рисунок), где они слагают два сравнительно крупных блока (ширина выхода более 150 м) среди олистостромовых образований, условно относимых нами к мезозою. Они представлены рассланцованными вишнево-красными, реже зеленовато-серыми эффузивами и туфами основного состава, шальштейнами (известковистыми туффитами) и мраморизованными известняками. Последние слагают крупные линзовидные тела и разрабатывались ранее для приготовления извести (Краснореченское месторождение известняков). Наличие линзовидных прослоев известняков в шальштейнах и примеси туфогенного материала вишнево-красной окраски в известняках свидетельствуют о синхронности последних с вулканитами. В известняках из карьера М. И. Сосниной и А. В. Никольской установлены раннепермские фузулины *Triticites* sp., *Schubertella* sp., *Pseudofusulina* sp., поэтому оба блока карбонатно-вулканогенных отложений следует отнести к нижней перми.

Толща песчаников, туфопесчаников с прослоями алевролитов и туфоалевролитов условно позднепермского возраста обнажена в разрозненных выходах по правому берегу р. Амур южнее железнодорожного моста. Ранее эти от-

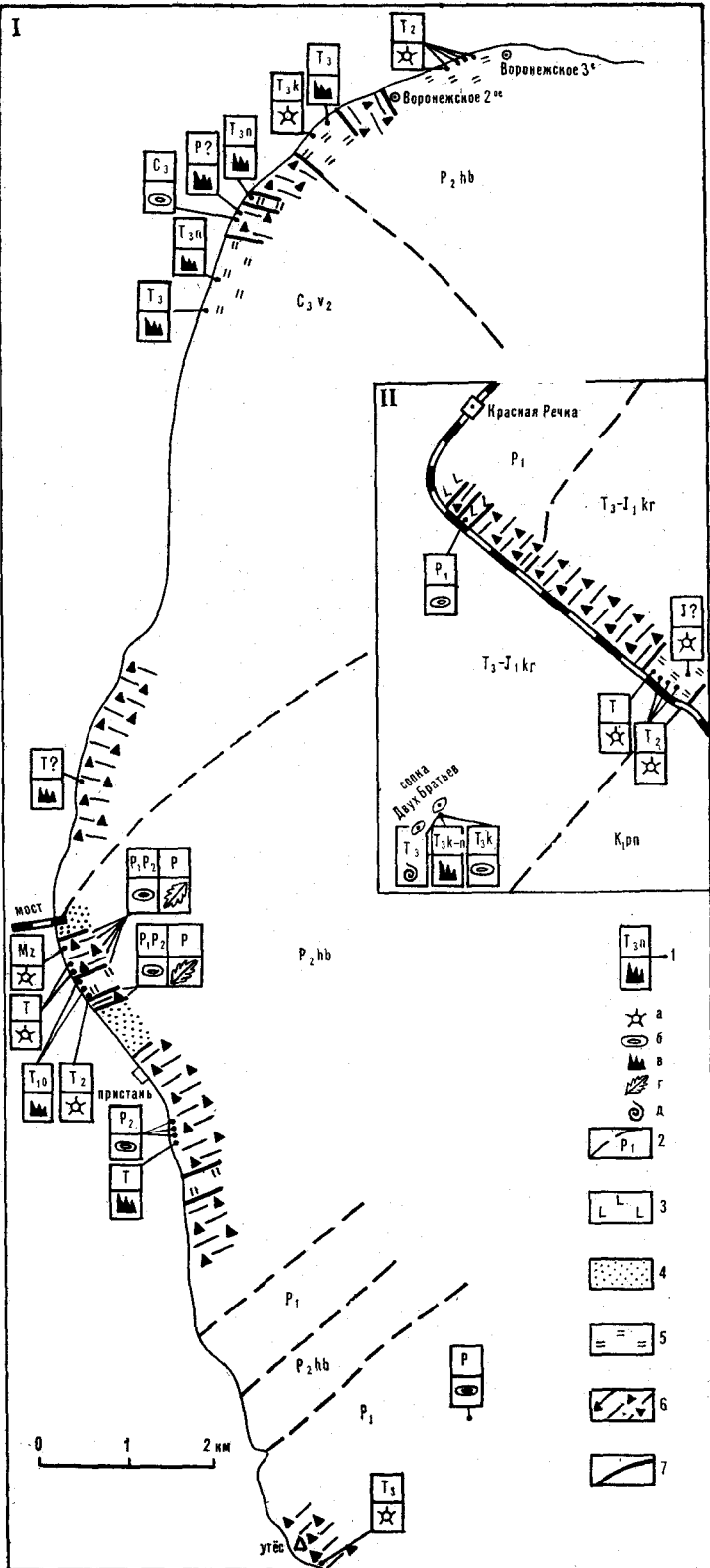


Схема местонахождения органических остатков на правом берегу р. Амур у Хабаровска (I) и ст. Красная Речка (II).

I — места находок органических остатков, их возраст (вверху) и систематическая принадлежность (внизу): а — радиолярии, б — фораминиферы, в — конодонты, г — мшанки, д — моллюски; 2 — геологические контуры и индексы по данным средне-маштабной съемки; 3—6 — расчленение отложений по нашим данным: 3 — блоки карбонатно-вулканогенных отложений (P<sub>1</sub>), 4 — толща песчаников и туфопесчаников (P<sub>2</sub><sup>?</sup>), 5 — толща кремнистых пород (T—J), 6 — толща микстигов (J—K<sub>1</sub><sup>?</sup>); 7 — тектонические контакты.

рассланцевания рассматриваемая толща контрастно выделяется среди мезозойского комплекса и сопоставима с ариаднинской свитой Центрального Сихотэ-Алиня, возраст которой обоснован находками позднепермских криноидей и позднепалеозойских мшанок [3]. Толща по разрывным нарушениям граничит с мезозойскими тектонизированными олистостромовыми образованиями, в которых установлены как мелкие обломки, так и крупный (1—2×10 м) олистолит туфопесчаников, характерных для описываемой толщи.

Мезозойские отложения расчленены на две контрастно различающиеся по составу толщи: кремнистую и вулкано-терригенную.

Разрозненные блоки кремнистой толщи распространены на правом берегу р. Амур в районе Воронежских высот и южнее железнодорожного моста, а также в отрогах хр. Хехцир. Ранее эти отложения включались в состав воронежской, хабаровской и краснореченской свит. Толща имеет довольно однообразное строение и сложена пестроцветными слоистыми (3—8 см) кремнистыми породами с маломощными (0,1—1 см) прослоями аргиллитов. В верхах толщи южнее пос. Воронежское 2-е наблюдается пачка мощностью более 150 м пепловых туффов с прослоями туфоалевролитов и кремнистых пород. У сопки Двух Братьев среди кремнистых пород встречена линза известняков мощностью 20—30 м. Мощность толщи ориентировочно более 400 м, а существенно кремнистой части — более 250 м. Возраст толщи обоснован многочисленными остатками радиолярий и конодонтов, обнаруженными в кремнистых породах, а также фораминиферами, конодонтами и моллюсками, собранными в известняках у сопки Двух Братьев (см. рисунок). В кремнистых породах установлены анизийско-ладинские, ладинско-карнийские, позднепери-

ложения относились к четвертой пачке хабаровской свиты. По набору пород, их внешнему виду, петрографическим особенностям, степени

у сопки Двух Братьев (см. рисунок). В кремнистых породах установлены анизийско-ладинские, ладинско-карнийские, позднепери-

совые и юрские радиолярии, а также оленекские и поздне триасовые, в том числе позднеюрские конодонты\*. Из известняков, отобранных в карьере у сопки Двух Братьев, выделены карнийские, карнийско-норийские и норийские конодонты, причем смена комплексов свидетельствует об опрокидывании слоев на север. Ранее в этих известняках в разные годы А. И. Савченко, М. Г. Золотовым, В. Г. Варнавским были собраны карнийские фораминиферы (заклЮчение А. А. Герке и С. П. Сергеевой), поздне триасовые пелециподы и аммонит (определения Л. Д. Кипарисовой и И. И. Тучкова). В пачке туффитов, венчающей разрез толщи, обнаружены только неопределимые остатки радиолярий.

Палеонтологические данные свидетельствуют о формировании кремнистой толщи на протяжении почти всего триаса и части юры. Однако ни нижняя, ни верхняя границы толщи не установлены.

Толща микститов\*\*, алевролитов, туфоалевролитов, песчаников, вулканитов основного состава широко распространена как на правобережье р. Амур у г. Хабаровска, так и в отрогах хр. Хехцир. Ранее эти отложения включались в состав воронежской, хабаровской, красно реченской свит и нижнепермской кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи.

В разрозненных выходах южнее пос. Воронежское 2-е (см. рисунок) в составе толщи преобладают однородные алевролиты и туфоалевролиты, выше по разрезу среди алевролитов появляются пласты (от 3 до 40 м мощности) песчаников и микститов. Последние являются наиболее характерными породами в других выходах толщи. Южнее ст. Красная Речка с ними ассоциируют вулканиты основного состава, слагающие пачки до 100 м. Мощность толщи определяется ориентировочно около 1000 м.

В первую очередь внимание было уделено выяснению условий залегания верхнепалеозойских известняков в отложениях рассматриваемой толщи. Верхнекаменноугольные (по фораминиферам) известняки, обнаруженные впервые С. И. Гороховым в 2—3 км южнее пос. Воронежское 2-е, приурочены к пласту гравитационных микститов мощностью 40 м, имеющих резкий, неровный контакт с подстилающими алевролитами. Крупные (до 2 м в поперечнике) глыбы кремнистых пород, вулканитов основного состава, песчаников и известняков, заключенные в алевропсаммитовый матрикс, при-

урочены к его нижней части. Выше по разрезу фиксируется уменьшение размеров количества обломочного материала вплоть до полного исчезновения, т. е. наблюдается полный переход микститов в однородные ролиты. В обломке кремнистых пород в основании пласта микститов обнаружены *Neogondolella?* пермского облика. Характерных гравитационных микститов в нижнем железнодорожного моста и кремней выделены триасовые конодонты. В такой ситуации необходимо учитывать, что триасовые и пермские (?) кремнистые породы и позднекаменноугольные известняки заложены и возраст микститов моложе «молодых» глыб.

Многочисленные тела пермских известняков приурочены по данным среднемащштабных съемки к третьей пачке хабаровской свиты, лежащей в разрозненных выходах железнодородного моста. Анализ фораминифер, собранных В. Г. Варнавским, А. В. Никольскими в известняках, показывает, что они принадлежат семи биостратиграфическим уровням от зоны *Robustoscaphites* до зоны *Lepidolina* провинциальной шкалы (сакамарский — казанский ярусы обобщены). Однако распределение известняков (и фауны) в разрезе хаотично. В близкорасположенных телах известняков держатся разновозрастные, а на различных стратиграфических уровнях — одновозрастные комплексы фузулинид. В процессе изучения выяснилось, что третья пачка хабаровских известняков представляет собой своеобразный хаотичный комплекс, сложенный разновеликими (от нескольких сантиметров до десятков метров) телами кремнистых пород, туффитов, песчаников, туфопесчаников, вулканитов основного состава и известняков, заключенных в алевропсаммитовый матрикс. Многие глыбы несут следы тонической переработки (брекчирование, трещины и зеркала скольжения). Матрикс известняков в незначительной степени, что указывает на то, что этот хаотический комплекс не подвергся гравитационным микститам, не подвергся переработанному последующими дислокациями.

Помимо известных находок пермских известняков, в глыбах кремней обобщены триасовые конодонты *Neospathodus sp.* и радиолярии *Triassocampe sp.*, а также микститовый комплекс радиолярий *Emiluvia sp.*, *Crucella sp.*, *Syringocapsa sp.*, *Syringocapsa sp.*, который, по мнению Л. Б. Тихомировой, соответствует более высокому стратиграфическому уровню, чем другие комплексы микститов с правобережья р. Амур. Кроме того, в разрезе микститов у Утеса в обломочном основании из делювия обнаружены карнийские радиолярии. Так как в олисто-

\* Здесь и далее конодонты выделены методом химического препарирования и определены Т. В. Клец и А. А. Дагис, радиолярии определены в шлифах Л. Б. Тихомировой.

\*\* Термин «микститы» применяется в понимании М. Г. Леонова [4].



делена микрофауна триасового и, возможно, более молодого возраста, очевидно, что формирование толщ микститов произошло после этапа кремниенакпления (триас — юра) в эпоху интенсивных тектонических движений. Ввиду отсутствия взаимоотношений с кремнистой толщей, нижняя возрастная граница рассматриваемых отложений не определена, поэтому на данной стадии изученности возраст толщи принимается в широком диапазоне от юры до раннего мела. Для более точной датировки необходимо сконцентрировать усилия на поисках органических остатков в алевролитах и песчаниках, вмещающих горизонты микститов, или в матриксе последних.

Выделенные в районе Хабаровска мезозойские толщи хорошо сопоставляются с аналогичными отложениями Центрального Сихотэ-Алиня. Кремнистая толща, по-видимому, соответствует эльдовакской свите, триасово-юрский возраст которой обоснован находками нижней, средне- и поздне триасовых конодонтов, триасовых и юрских радиолярий [5]. Толща микститов близка по составу к верхнеюрско-нижнемеловой самаркинской свите, олистостромы в со-

ставе которой связаны с формированием конседиментационных тектонических покровов [3, 6]

Приведенные данные свидетельствуют о неправомерности принятой ранее схемы расчленения вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений рассматриваемого района. Так, разновозрастные, литологически однотипные отложения были включены в состав разных свит и, наоборот, разнофациальные и разновозрастные, на наш взгляд, образования объединялись в одну свиту. В связи с этим рекомендуется отказаться от такого расчленения, а свиты, в частности воронежскую и хабаровскую, упразднить. Для создания новой стратиграфической схемы района необходимо проведение детальных биостратиграфических работ в комплексе с литологическими и структурными исследованиями. В качестве рабочего варианта может быть использована следующая схема: вулканики основного состава, шальштейны, известняки (нижняя пермь), толща песчаников и туфо-песчаников (верхняя пермь), толща кремнистых пород (триас — юра), толща микститов (юра — нижний мел).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляев С. Ю.* Олистостромы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., 1978, № 3.
2. *Варнаевский В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые Хабаровского района. — В кн.: Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Приамурский филиал Всесоюзного географического общества при АН СССР, 1961, вып. 1.
3. *Голозубов В. В.* Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Автореф. канд. дис. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
4. *Леонов М. Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. — М., 1981. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 344).
5. *Мазарович А. О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. — М.: Наука, 1985.
6. *Мельников Н. Г., Голозубов В. В.* Олистостромовые толщ и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине. — Геотектоника, 1980, № 4.
7. *Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.* — Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982.

Ю. Ф. Мороз, Р. И. Шиленко

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ  
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Дана краткая физическая характеристика мезо-кайнозойского разреза. По результатам комплексной интерпретации материалов сейсмо-, грави-, электроразведки приведены структурные карты по подошве кав-

ранской, воямпольской толщ и поверхности верхнемелового складчатого комплекса. Рассмотрена характеристика выделенных структурных элементов.

Юго-западная часть полуострова характеризуется увеличенной мощностью осадочного чехла [1, 3]. К настоящему времени в этом районе выполнен большой объем сейсмо-, грави-, электроразведочных работ и глубокого бурения. Обобщение и комплексный анализ полученных материалов позволяют получить более полное представление о структуре осадочного чехла.

В строении региона принимают участие верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования, сложенные преимущественно терригенными породами. В разрезе выделяются крупные комплексы, разделенные региональным стратиграфическим несогласием: верхнемеловой, тигильский, воямпольский и кавранский [2, 3, 7]. Верхнемеловой комплекс отличается более высокой степенью дислоцированности. Он характеризуется повышенной плотностью — 2,6—2,7 г/см<sup>3</sup> — и увеличенным электрическим сопротивлением — до 40—200 Ом·м. К нему приурочена основная сейсмическая преломляющая граница со скоростью 5,2—5,6 км/с. Тигильский комплекс имеет повышенные плотность — 2,5—2,65 г/см<sup>3</sup> — и электрическое сопротивление — 10—40 Ом·м. Воямпольская и кавранская толщи характеризуются пониженной плотностью — 1,4—2,5 г/см<sup>3</sup>. Верхняя часть последней обладает повышенным электрическим сопротивлением. Нижняя часть кавранской — воямпольской толщ является низкоомной — 1,5—10 Ом·м — и определяет основную проводимость осадочного чехла. Различие крупных стратиграфических комплексов по физическим свойствам послужило основой для их изучения геофизическими методами.

Сейсморазведкой МОВ район исследован крайне неравномерно. В западной части площади плотность наблюдений составляет до 2 пог. км на 1 км<sup>2</sup>. Здесь выполнены МОВ в модифи-

кации шести- и двенадцатикратного ОГТ. Восточная часть района менее изучена. Сейсмические горизонты, приуроченные к верхнемеловым отложениям, следятся не повсеместно, но динамическая выразительность позволяет отождествлять их по площади и тем самым совместно с материалами КМПВ получить информацию о мощности палеоген-неогеновых отложений. Наибольшей сейсмической информативностью характеризуется кавранская толща. В основании этой толщи выделен условный опорный сейсмический горизонт, по которому выполнены структурные построения (рис. 1). Для привязки условного горизонта использованы материалы глубокого бурения, что позволило избежать больших ошибок. Среднеквадратическая ошибка определения глубины залегания отражающего горизонта составляет 10—15%. С учетом ее интервал между изогипсами на схеме принят 200 м. В районах с редкой сетью профилей изолинии показаны штриховой линией.

Гравиметрической съемкой изучена большая часть площади. Как известно, наблюдаемое поле силы тяжести несет интегральную информацию о плотностных неоднородностях осадочного чехла и более глубоких частей разреза. Поэтому основной задачей являлось выделение остаточных аномалий поля, которые бы в лучшей мере отражали распределение плотностных неоднородностей осадочного чехла. С этой целью выполнено осреднение и пересчет поля в верхнее и нижнее полупространства на различные уровни по известной методике [4]. В итоге получена серия карт остаточного поля силы тяжести, которая сопоставлена с материалами глубокого бурения, сейсморазведки, электроразведки. В результате этого сопоставления установлено, что остаточное поле силы тяжести при радиусе осреднения 4 км в лучшей мере отражает особенности строения верхней части оса-

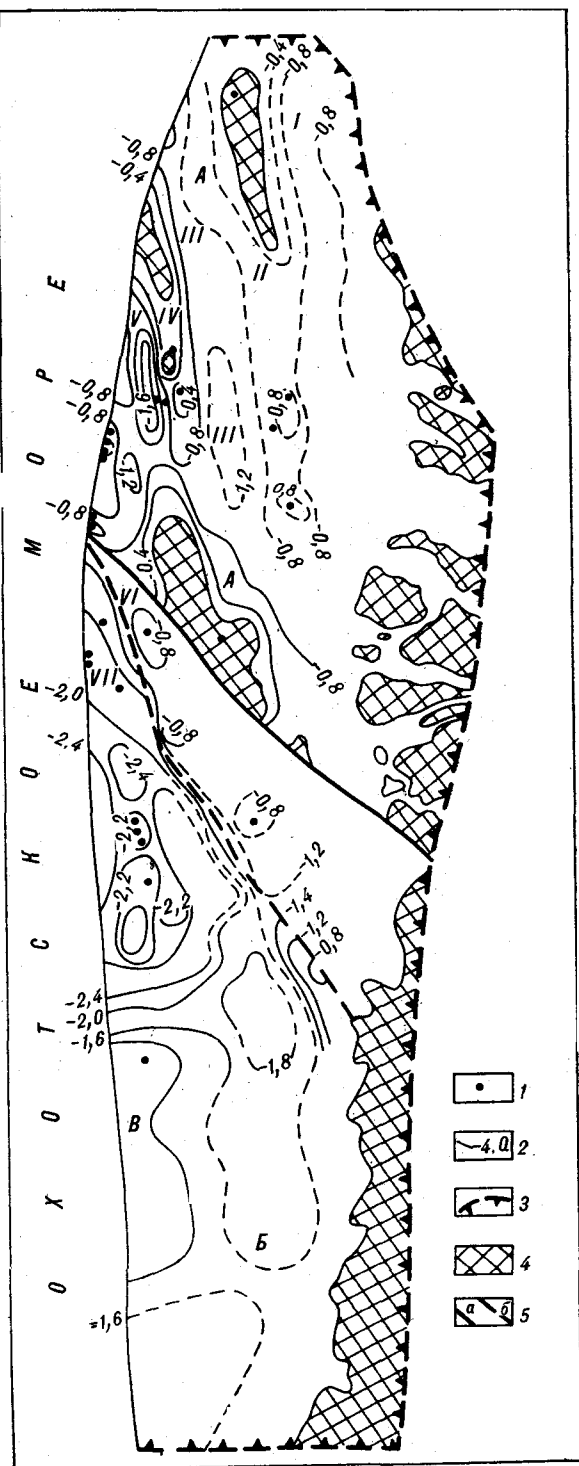


Рис. 1. Структурная карта по подошве кавранских отложений.

1 — скважины глубокого бурения; 2 — изогипсы в км; 3 — границы площади; 4 — выходы пород докавранских образований; 5 — тектонические нарушения: а — Крутогоровское, б — Кунжинское. Названия структурных зон см. на рис. 4.

дочного чехла. Данная карта использована в качестве основной при выявлении особенностей строения миоцен-плиоценовой толщи.

Детальной электроразведкой комплексом методов: теллурических токов, магнитотеллурического и вертикального электрического зондирования — изучена большая северо-западная часть площади. Интерпретация материалов электроразведки выполнена по методике, предложенной нами ранее для других районов Западной Камчатки [6]. В итоге составлены карты суммарной продольной проводимости кайнозойского осадочного чехла и среднего продольного сопротивления миоценовой толщи (рис. 2).

В результате комплексного анализа материалов грави-, электро-, сейсморазведки и глубокого бурения выявлены корреляционные зависимости между наблюдаемым полем силы тяжести и глубиной залегания верхнемелового комплекса, остаточным полем силы тяжести, суммарной продольной проводимостью миоцен-плиоценовой толщи и ее средним продольным сопротивлением. Каждая зависимость выражена двумя графиками, отвечающими северной и южной частям площади, границей между которыми является Крутогоровский глубинный разлом. Коэффициенты корреляции равны соответственно 0,8; 0,85; 0,86. С помощью таких зависимостей составлены структурные карты по поверхности верхнемелового и подошве воямпольского комплекса (рис. 3, 4). Точность определения глубин составляет 15%, с учетом ее интервал между изогипсами принят 500 м. На основании этих карт получены карты изопакит воямпольской и тигильской толщ.

Выполненные структурные построения с учетом материалов исследований в акватории Охотского моря позволяют существенно уточнить представления о тектонике региона. Как видно из рис. 3, здесь широко развиты разломы, ориентировка которых меняется от субмеридиональной до северо-западной. Большинство из них согласуется с простиранием основных тектонических элементов. Меньшее распространение получили нарушения субширотного направления. На структурных картах по подошве кавранских и воямпольских отложений показаны только два основных и наиболее достоверно установленных тектонических нарушения (Крутогоровское — по геологической съемке, Кунжинское — по комплексу геофизических данных), которые сыграли важную роль в тектоническом развитии региона. Необходимо отметить, что большинство выделенных разломов по поверхности докайнозойского комплекса, по-видимому, имеют распространение в вышележащие толщи. Однако на структурных картах они не показаны, поскольку к настоящему времени еще не выяснены их амплитуда, глубины зало-

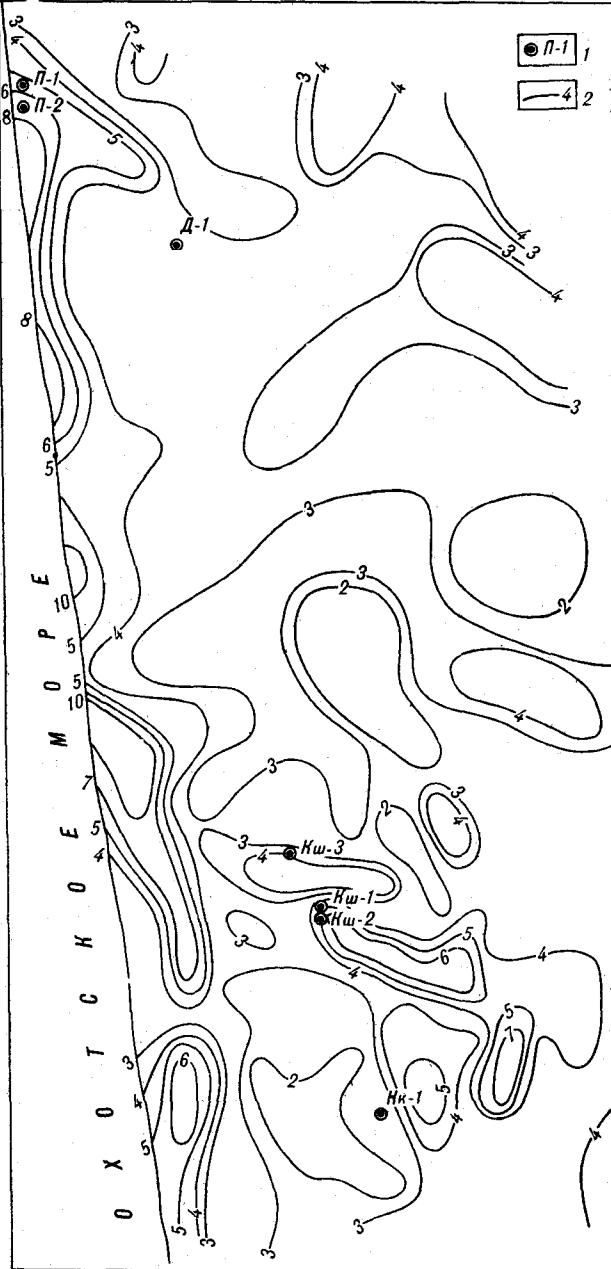


Рис. 2. Карта среднего продольного сопротивления миоценовой толщи. 1 — скважины глубокого бурения; 2 — изомы.

жения и проникновения в осадочный чехол. Этот вопрос нуждается в специальном изучении. На исследуемой территории выделены следующие тектонические элементы: Ичинская складчатая область, Колпаковский прогиб и Соболевский выступ Охотской эпимезозойской платформы (см. рис. 1, 3, 4).

Ичинская складчатая область охватывает северную часть площади. На юге она ограничена

Крутогоровским глубинным разломом. Область отличается сложным поведением геофизических полей. Гравитационное поле характеризуется интенсивными аномалиями, ориентировка которых меняется от субмеридиональной до северо-западной. Границы аномалии выражены полосами гравитационных ступеней. Суммарная продольная проводимость кайнозойского осадочного чехла меняется достаточно резко от первых сотен симецсов до 1500 и более. Полосы гравитационных ступеней находят соответствие в виде градиентов суммарной проводимости кайнозойских отложений и связываются с тектоническими нарушениями. Рассматриваемая область состоит из следующих тектонических элементов второго порядка, выделенных ранее: Инушской, Саичикской, Кузжинской — антиклинальных; Кетененской, Кважичской и Облуковинской синклиналильных зон. Они разграничены между собой тектоническими нарушениями и осложнены структурами более высокого порядка. Их ориентировка меняется от северо-западной на юге до субмеридиональной на севере. Все структурные зоны продолжают в акваторию Охотского моря. В пределах суши размеры структурных зон составляют 120—160 × 10—15 км. Глубина залегания верхнемеловых пород в сводовых частях структур меняется от 1,5 до 3,0 км. В синклиналиях она достигает 3,5 км и более. При этом отмечается закономерное возрастание мощности кайнозойского осадочного чехла с востока на запад, т. е., в сторону Охотского моря.

На картах по подошве воямпольской и кавранской серий глубины в антиклинальных зонах составляют соответственно 1,0—1,7 и 0—0,8 км. В синклиналиях же зонах они увеличиваются в том же порядке до 2,0—2,8 и 1,2—1,6 км. Выразительность всех выделенных зон и осложняющих их более мелких структур уменьшается вверх по разрезу. Антиклинальные зоны осложнены структурами более высокого порядка, амплитудой 100—300 м, размерами 13—15 × 6—8 км. Ряд из них (Озерная, Тундровая, Северная, Междуреченская и др.) изучен глубоким бурением и площадной сейсморазведкой, по результатам которых установлено сложное блоковое строение. Эти структуры из-за малой точности приводимых карт показаны схематично. Большинство из них имеет складчато-блоковое строение и находит соответствие в верхних структурных этажах по подошве кавранских и воямпольских отложений. В палеогеновом разрезе некоторых поднятий (Тундровое, Озерное и др.) имеются эффузивные образования. В синклиналильных зонах локальные структуры высоких порядков не выделены, что связано с низкой степенью изученности сейсморазведкой. Вполне вероятно, что структурные

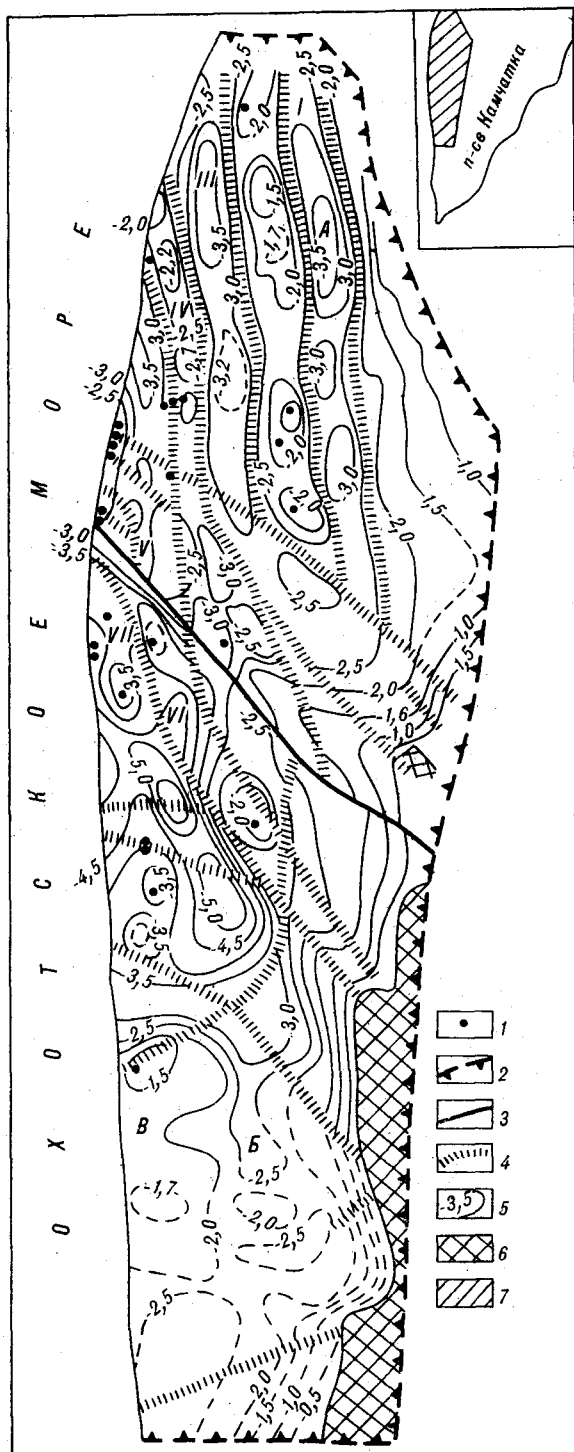


Рис. 3. Структурная карта поверхности верхнемелового комплекса.

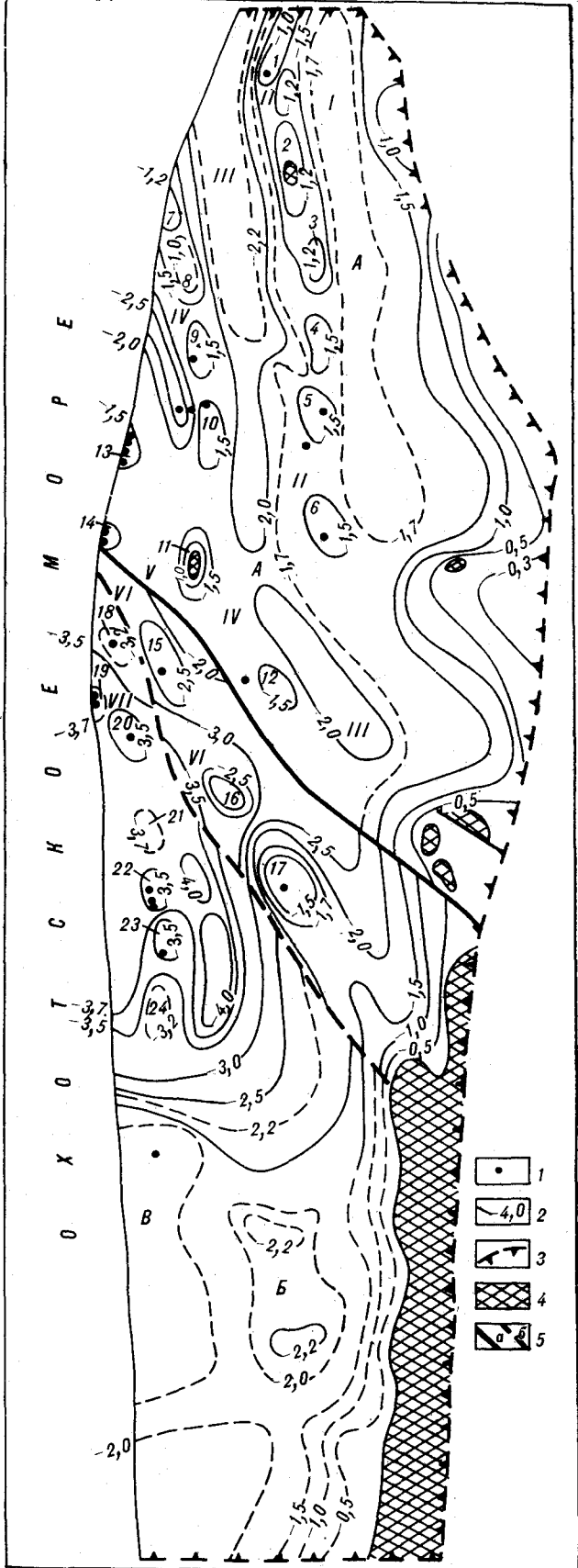
1 — скважины глубокого бурения; 2 — границы площади; 3 — Крутогоровский глубинный разлом; 4 — тектонические нарушения; 5 — изогипсы в км; 6 — выходы пород докайнозойского комплекса; 7 — район работ на врезке. Названия структурных зон см. на рис. 4.

осложнения здесь могут быть связаны с тектоническими нарушениями, разграничивающими антиклинальные и синклиналильные зоны.

Колпаковский прогиб характеризуется более спокойным поведением геофизических полей. Гравитационные аномалии, как правило, имеют невысокую интенсивность, форма их близка к изометричной. Здесь не наблюдается четких гравитационных ступеней, которые так характерны на границах антиклинальных и синклиналильных зон в северной части площади. Суммарная продольная проводимость осадочного чехла меняется более плавно — от 100 до 700—800 См. Мощность кайнозойской толщи здесь значительно выше (до 5,5 км), что косвенно подтверждается целым рядом пробуренных скважин. Граница Колпаковского прогиба и Ичинской складчатой зоны проводится по Крутогорскому глубинному разлому, по которому происходит отмеченное выше изменение характера геофизических полей. Предполагается продолжение прогиба на юг в виде дуги, огибающей Соболевский выступ и уходящей в акваторию Охотского моря. В состав прогиба нами включен ранее выделявшийся Кольский грабен [6].

Ограниченные размеры исследованной территории не дают возможности судить о тектоническом положении прогиба в общей структуре Охотоморского региона. На основании имеющихся материалов можно лишь считать, что он является одним из приплатформенных прогибов. Судя по данным геофизических работ, прогиб представляет собой асимметричную структуру с пологим юго-западным и более крутым северо-восточным бортом, который является приразломным. Размеры прогиба на суше составляют 260 × 50 км. В изученной части акватории прогиб продолжается в юго-западном направлении на расстоянии 70 км, в северо-западном — на 170 км.

На структурных картах Колпаковский прогиб выражается увеличением мощности преимущественно неогеновых осадочных образований. На суше максимальные глубины залегания кровли верхнемеловых пород в северо-западной части прогиба составляют 5—5,5 км (в акватории по акустическому фундаменту — 9 км и более), подошвы воямпольских и кавранских отложений достигают соответственно 4—4,5 и 2,3—2,5 км. Далее на юго-восток все эти поверхности плавно воздымаются и в центральной части образуемой ими дуги глубины соответственно уменьшаются до 2—2,5; 1,7—2,2 и 1,4—1,6 км. В юго-западном направлении к акватории Охотского моря мощности осадочных комплексов вновь нарастают, но со значительно меньшим градиентом, чем в северо-западной части прогиба.



Глубины залегания кровли верхнего мела в районе ранее выделявшегося Кольского грабена достигают 2,3 км, подошвы воямпольских отложений — 2, кавранских — 1,6 км. Как уже отмечалось нами ранее, прогиб осложнен тектоническими нарушениями субширотной ориентировки, которые являются поперечными по отношению к простиранию прогиба и осложняющих его структур. По этим нарушениям основание прогиба разбито на относительно приподнятые и опущенные блоки.

Северо-западный и юго-восточный борта прогиба осложнены Кшукской и Дорожной антиклинальными ветвями. Они находят в общих чертах отражение по поверхности верхнемелового комплекса, подошве воямпольских и кавранских отложений. Кшукская антиклинальная зона включает в себя Колпаковское, Нижне-Квакчиское, Кшукское и Северо-Кшукское поднятия. Дорожная антиклинальная зона объединяет Дорожное, Схикийское и Половинное поднятия. Зоны ориентированы в северо-западном направлении и характеризуются постепенным возрастанием мощности осадочных кайнозойских отложений от 3,5 км в районе Колпаковской структуры до 4,5 км в районе Северо-Кшукской. Размеры структур изменяются в пределах 8—12 × 5—6 км, амплитуда колеблется от 100 до 300 м. Выделенные антиклинальные зоны в прогибе, по-видимому, не являются единственными. Дальнейшая постановка геофизических работ позволит выявить подобные структурные осложнения и в других слабоизученных частях прогиба.

Большой интерес в нефтегазоносном отношении представляет карта среднего продольного сопротивления миоценовой толщи (см. рис. 2). Как видно из этой карты, в исследуемом районе выделяется ряд аномалий повышенного сопротивления. Судя по данным глубокого бурения, степень минерализации насыщающих вод данной толщи колеблется незначительно, в пределах первых десятков процентов. Поэтому есть основание полагать, что изменение средне-

Рис. 4. Структурная карта по подошве воямпольских отложений. 1 — скважины глубокого бурения; 2 — изогипсы в км; 3 — границы площади; 4 — выходы пород доямпольского комплекса; 5 — тектонические нарушения: а — Крутогоровское, б — Кунжикское.

Структуры I порядка: А — Ичинская складчатая зона, Б — Колпаковский прогиб, В — Соболевский выступ Охотской эпимезозойской платформы. Структуры II порядка. Антиклинальные зоны: II — Инушская, IV — Сайчисккая, VI — Кунжикская, VII — Дорожная. Синдиональные зоны: I — Кебенская, VII — Кважичская, V — Облуквинская. Локальные антиклинальные структуры: 1 — Тундровая, 2 — Сопочная, 3 — Хамнинская, 4 — Средне-Сайчисккая, 5 — Северная, 6 — Тванская, 7 — Краболовая, 8 — Шапиро, 9 — Озерная, 10 — Междуреченская, 11 — Кононская, 12 — Крутогоровская, 13 — Лимаиская, 14 — Тухукская, 15 — Усть-Облуквинская, 16 — Средне-Кунжикская, 17 — Таучская, 18 — Схикийская, 19 — Половинная, 20 — Дорожная, 21 — Северо-Кшукская, 22 — Кшукская, 23 — Нижне-Квакчинская, 24 — Колпаковская.

го продольного сопротивления эталонско-утхолокской толщи на 200—300% связано в первую очередь с литолого-фациальным изменением разреза. Не исключается, что аномалии повышенного сопротивления могут быть обусловлены наличием в разрезе этой толщи углеводородов. Основанием для такого предположения является Кшукское месторождение газа. Поэтому аномалии повышенного сопротивления могут быть рекомендованы для изучения более детальными геофизическими исследованиями с целью обнаружения аномалий типа «Залежь».

Соболевский выступ, как самостоятельный структурный элемент, выделяется нами, вслед за Л. М. Смирновым [7], составной частью Охотской эпимезозойской платформы по предполагаемой границе выклинивания тигильской толщи палеогена. Отсутствие последней установлено по данным бурения на выступе. В гравитационном поле выступ выражается аномальной зоной повышенной интенсивности. Суммарная проводимость осадочного чехла в пределах выступа не превышает 100 См, что отражает уменьшение мощности кайнозойских отложений. На структурных картах Соболевский выступ находит свое выражение в уменьшении глубин залегания всех структурных поверхностей. В пределах суши граница его на карте по кровле верхнего мела показана изогипсой 2,0 км, на картах по подошве воямпольской и кавранской серий — соответственно изогипсами 1,7 и 1,4 км. Площадь выступа около 1000 км<sup>2</sup>. Он продолжается в акваторию, где связи с более сложной морфологией поверхности акустического фундамента, границы его провести затруднительно.

Анализ структурных карт и карт изопакит тигильской и воямпольской толщ позволяет судить о характере накопления осадочных толщ в пределах рассматриваемой территории. Из рассмотрения этих карт видно, что Крутогоровский и Кунжицкий разломы сыграли важную роль в истории геологического развития. Относительно данных разломов происходило воздымание и опускание то южной, то северной части территории. Так, в тигильское время боль-

шее погружение испытала ее северная часть. Южная площадь была частично выведена на поверхность из-под уровня моря (Соболевский выступ). В воямпольское время по указанным разломам большее погружение испытывает южная часть территории. При этом центр преобладающе нисходящих движений располагается на северо-западе современного Колпаковского прогиба. По-прежнему сушу в рассматриваемый период представляет собой Соболевский выступ, в своде которого установлено отсутствие воямпольских отложений. В кавранское время область осадконакопления на юге значительно расширяется и охватывает Соболевский выступ. Максимум погружения отмечается вдоль оси Колпаковского прогиба, где в этот период накапливаются отложения мощностью более 2,5 км. К северу от зоны Крутогоровского и Кунжинского разломов территория испытала значительно меньшее по амплитуде прогибание и, вероятно, частично представляла собой сушу, о чем свидетельствуют закартированные здесь выходы на поверхность докавранских отложений. Наиболее интенсивное осадконакопление при этом характерно в синклинальных прогибах, где мощность кавранских отложений установлена до 1,5 км.

Литологические особенности стратиграфических толщ, емкостно-фильтрационные свойства, прямые и косвенные признаки нефтегазоносности свидетельствуют о высокой перспективности верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых образований [1, 2, 5]. Степень ее особенно возрастает в Колпаковском прогибе и синклинальных структурах Ичинской складчатой области за счет появления в разрезе воямпольских и кавранских толщ, значительных по своей мощности. Следует отметить, что на суше Колпаковский прогиб представляет собой зону регионального выклинивания палеогеновых толщ с севера и неогеновых отложений с запада со стороны Охотского моря, где их мощность превышает 8 км. Поэтому наряду с локальными антиклинальными структурами большое значение имеют литологические и стратиграфические ловушки нефти и газа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакланов Э. К., Кудрявцева Е. И. и др. О первом газовом месторождении в неогеновых отложениях Камчатки. — Геол. и геофиз., 1982, № 9.
2. Воронков Ю. С., Берсон Г. Л. и др. Перспективы нефтегазоносности Камчатки и дальнейшие направления нефтепоисковых работ. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Камчатки. Л., ВНИГРИ, 1980.
3. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1977.

4. Гравиразведка. Справочник геофизика. — М.: Недра, 1981.
5. Косыгин Ю. А., Дуничев В. М., Тюгрин И. И. Об однотипности геологического развития в кайнозое Сахалина и Западной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 2.
6. Мороз Ю. Ф. Методы и результаты изучения электроразведкой тектоники Северной Камчатки. — Геол. и геофиз., 1981, № 1.
7. Смирнов Л. М. Геотектоника Западной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 3.

УДК 528.37/38 : 550.3(571.6)

*И. К. Туезов, С. Б. Золотарская*

**ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА  
ПО ДАННЫМ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ**

По трассе городов Ачинск — Владивосток в период с 1901 по 1971 г. проведено три цикла высокоточного нивелирования. Анализ их результатов показывает, что современные вертикальные движения земной коры на этой трассе являются весьма дифференцированными: в 1901—1943 гг. преобладали нисходящие движения со скоростью до  $-50$  мм/год и амплитудой до  $-900$  мм,

в 1943—1971 гг. они составляли  $13$  мм/год и  $350$  мм соответственно. Смена знаков движений свидетельствует об их колебательном характере. Установлено, что эти движения тесно связаны с геодинамикой Байкальской рифтовой зоны, сейсмичностью, полем механических напряжений в литосфере.

**МЕТОДИКА РАБОТ**

В статье рассматриваются результаты повторного нивелирования по трассе городов Ачинск — Владивосток. При их анализе принята гипотеза постоянства направленности и интенсивности скорости современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) между двумя циклами нивелирования. Это связано не со свойствами самого движения, а с тем, что в

большинстве случаев известны лишь два измерения, которые и позволяют определить среднее значение скорости движения за интервал времени между этими измерениями. Важно то, что понятие средней скорости как физической величины позволяет сравнивать перемещения отдельных точек земной поверхности за неодинаковые промежутки времени для целых трасс или регионов [4].

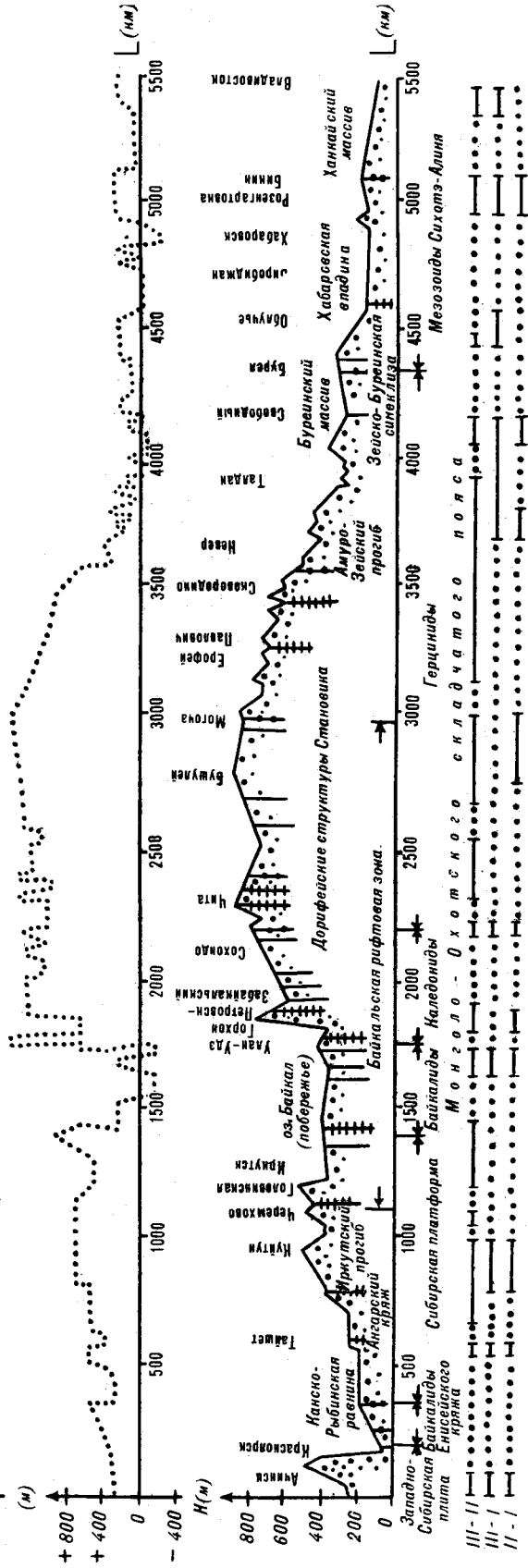
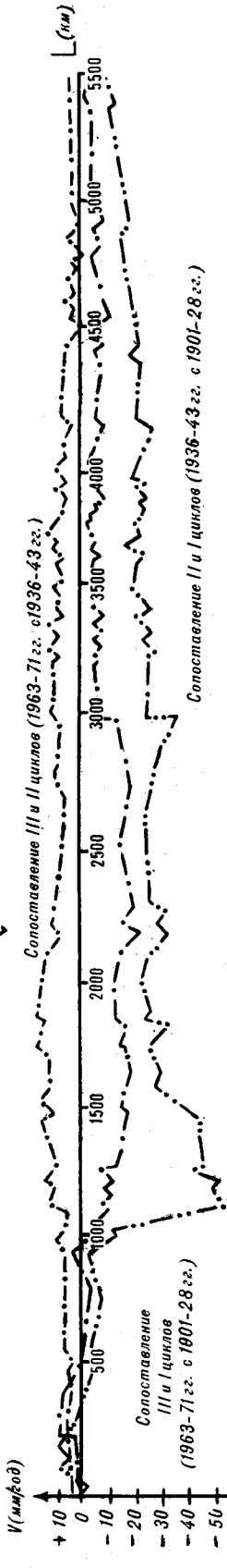
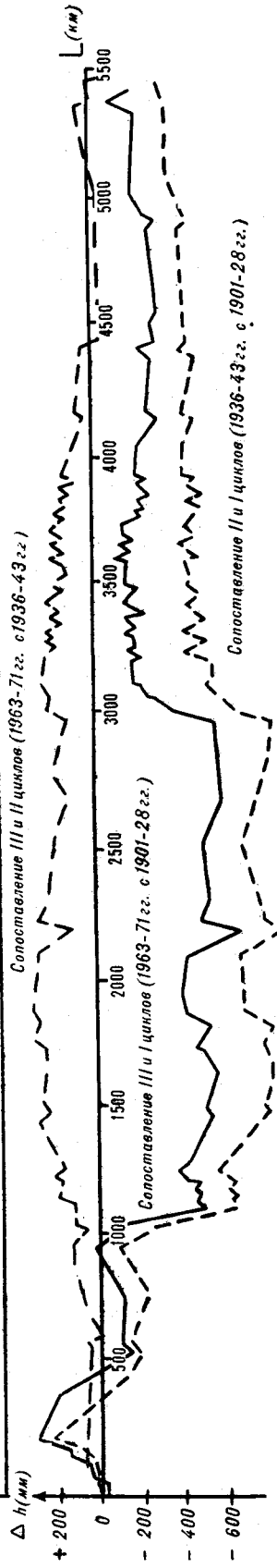


Рис. 1. Схема расположения трассы повторного нивелирования по линии Ачинск — Владивосток. 1 — трасса повторного нивелирования.



БАЛЛЫ

8  
7  
6  
5



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Скорость СВДЗК по результатам повторных нивелировок вычисляется по формуле  $V = \frac{h_2 - h_1}{t}$ , где  $h_2$  и  $h_1$  — измеренные превышения из двух циклов нивелирования, исправленные за температуру и за метр комплекта реек;  $t$  — промежуток времени между циклами.

Качество выполненного нивелирования по каждому из циклов, оценка точности его исполнения, надежность закрепления геодезических пунктов на местности тщательно проанализированы с целью определения возможности использования данных повторного нивелирования для выводов о характере тектонических движений. Из обработки исключены реперы с выявленными сдвигами нетектонического характера, вызванными земельными работами, деформацией сооружений и их фундаментов, осадкой или выпучиванием грунта и др.

По указанной трассе выполнено трехкратное повторное нивелирование. Она протягивается с запада на юго-восток с поворотом в районе Хабаровска на юг (рис. 1). Трасса тяготеет к Транссибирской магистрали и лишь на отдельных отрезках — к шоссе и дорогам. Ее протяженность 5700 км. Знаки нивелирования (стенные реперы и марки) заложены в железнодорожных зданиях и сооружениях (здания вокзалов, депо, водоемные будки, железобетонные мосты и др.).

Исходное нивелирование составлено суммарными превышениями высокоточного нивелирования различных лет — с 1901 по 1915 г. и в 1928 г. Точность нивелирования  $\pm 2,5$  мм/км от Ачинска до ст. Могоча и от Хабаровска до Владивостока,  $\pm 1,34$  мм/км от Могоча до Хабаровска. Порядок, инструменты и методы работы за все время с 1901 по 1928 г. можно считать однородными, так как высокоточное нивелирование производилось лично двумя военными топографами с 1901 по 1915 г. и под руководством одного из них в 1928 г. Применялись нивелиры ВТО-II с уровнем при трубе и увеличением последней 30—40 и Гильдебранта (однотипные с ВТО-II), рейки деревянные двухсторонние трехметровые шашечные и подвесные.

Второе нивелирование (I кл.) по трассе выполнено подразделениями ГУГК с 1936 по 1943 г. Средняя квадратическая случайная по-

грешность нивелирования до  $\pm 0,8$  мм/км, систематическая — до  $\pm 0,17$  мм/км. Нивелирование выполнено прецизионными нивелирами, двухсторонними шашечными и штриховыми с инварной полосой трехметровыми рейками, а также подвесными рейками по методике, изложенной в Инструкциях по нивелированию издания 1933 и 1938 гг.

Третий цикл нивелирования (I кл.) выполнен в период 1963—1971 гг. также подразделениями ГУГК. Средняя квадратическая случайная погрешность нивелирования по участкам составляет от  $\pm 0,09$  до  $\pm 0,38$  мм/км, систематическая — от  $\pm 0,02$  до  $\pm 0,14$  мм/км. Измерения выполнены нивелирами Цейсс Ni004 и штриховыми рейками с инварной полосой.

Учитывая методику, программу наблюдений и инструменты, нивелирование всех трех циклов можно использовать для изучения динамики современных движений земной коры.

Сопоставление результатов нивелирования производилось между I и II циклами (интервал между нивелированиями разных циклов в основном от 27 до 42 лет, за исключением участков г. Черемхово — ст. Култук и ст. Могоча — Хабаровск с интервалом между нивелированиями от 8 до 15 лет), II и III циклами (интервал от 20 до 33 лет) и I и III циклами (интервал от 36 до 64 лет). Границы стыковочных различий по времени исполнения нивелировок в цикле I отразились в изгибах различной интенсивности (г. Черемхово и ст. Могоча) на графиках скоростей относительно графиков накопления превышений между I и II и I и III циклами (рис. 2).

Для периодов 1901—1943 и 1901—1971 гг. характерны сравнительно большие, одинаковые по величине и знаку (в основном отрицательные) накопления расхождений между превышениями разных лет. Если для периода 1901—1943 гг. опускание реперов можно было бы предположительно объяснить осадкой зданий, мостов и прочих сооружений в начале интенсивной эксплуатации Транссибирской магистрали (полевое обследование в то время не производилось), то к 1901—1971 гг. это объяснение применить невозможно, так как в промежуток времени 1936—1971 гг. по всей трассе преобладали положительные движения.

Средние квадратические погрешности получения разностей измеренных превышений, полученных при сопоставлении циклов I со II, II с III и I с III для средней длины секции в 10 км, соответственно равны:  $\pm 6,5$ ,  $\pm 2,6$  и  $\pm 6,1$  мм. Возможные суммарные ошибки разности превышений и значения накопления разностей превышений для трех характерных пунктов каждого из сопоставлений относительно г. Ачинска приведены в табл. 1.

Рис. 2. График повторного нивелирования по трассе Ачинск — Владивосток.

1 — накопление разностей превышений повторного нивелирования по линии Ачинск — Владивосток при сопоставлении циклов: а) II с I, б) III со II, в) III с I; 2 — график относительных скоростей вертикальных движений в периоды между циклами: а) III — II, б) II — I, в) III — I (см. среднюю линию „—“); 3 — амплитуды неотектонических деформаций; 4 — профиль рельефа дневной поверхности по трассе нивелирования; 5 — границы геоструктур; 6 — глубинные разломы; 7 — прочие разрывы; 8, 9 — характер СВДЗК относительно рельефа дневной поверхности: 8 — конструктивный, 9 — деструктивный.

Таблица 1

Таблица 3

Наименование пункта	Расстояние от начального пункта, км	Возможные суммарные ошибки разностей превышений (мм)			Накопление разности превышений (мм)		
		II—I	III—II	III—I	II—I (1901—1943 гг.)	III—II (1936—1971 гг.)	III—I (1901—1971 гг.)
Иркутск	1200	±71	±29	±66	-620	+190	-440
Могоча	3000	±113	±46	±105	-870	+160	-580
Владивосток	5700	±156	±63	±144	-320	-30	-160

Наименование пункта	Относительные скорости (мм/год) по периодам между циклами		
	II—I (1901—1943 гг.)	III—II (1936—1971 гг.)	III—I (1901—1971 гг.)
Иркутск	-46	+8	-12
Могоча	-37	+6	-16
Владивосток	-12	-1	-3

По данным повторного нивелирования для всей трассы вычислены величины ожидаемых погрешностей значений относительных скоростей и определены скорости современных движений относительно г. Ачинска (табл. 2).

В табл. 3 приведены скорости движений в характерных пунктах трассы.

Полученные скорости современных движений превышают предполагаемые ошибки их вычисления более чем в 3 раза. Исключение составляют скорости во Владивостоке в периоды 1936—1971 и 1901—1971 гг., где ошибки получения скоростей и сами скорости практически равны, т. е., скорости движений в городах Ачинске и Владивостоке в указанный период были одинаковы.

Исходя из приведенных выше сведений, можно считать, что высотные изменения знаков по всей трассе вполне достоверны, превышают возможные ошибки их определения и могут быть объяснены вертикальными движениями земной коры.

При геолого-геофизической интерпретации результатов повторного нивелирования по трассе городов Ачинск—Владивосток использовались «Схематическая тектоническая карта Евразии» м-ба 1:20 000 000, «Тектоническая карта Евразии» м-ба 1:5 000 000 [11], «Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей» м-ба 1:5 000 000 [6], «Карта сейсмическо-

го районирования территории СССР» [9], карты механических напряжений в литосфере востока Азии [7] и другие материалы.

Для удобства изложения время между I и II, II и III циклами наблюдений называют далее первым и вторым периодами.

### ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Скорости СВДЗК на трассе городов Ачинск—Владивосток изменяются весьма значительно: от 7—8 до -50 мм/год (см. рис. 2). В первом и втором периодах они значительно отличаются друг от друга. В первом периоде скорости почти на всем протяжении трассы характеризуются отрицательными значениями. Между ст. Куйрун и г. Черемхово они испытывают резкий скачок; максимальных значений, равных -50 мм/год, достигают в районе г. Черемхово. Скорости СВДЗК во втором периоде на всем протяжении трассы характеризуются, наоборот, положительным знаком. Их величины изменяются относительно плавно. Максимальные значения, равные 13 мм/год, они приобретают в районе г. Петровск-Забайкальский. Иными словами, максимум положительных скоростей второго периода смещен относительно максимума отрицательных скоростей первого периода к востоку примерно на 750 км.

Наибольшей активностью современные вертикальные движения земной коры характеризуются на участке между г. Черемхово и ст. Могоча. Значения скоростей вблизи Черемхово в первом периоде (1901—1943 гг.) достигают 50 мм/год. График амплитуд этого периода между Черемхово и Могоча образует обширный корытообразный минимум, величины СВДЗК в пределах которого достигают -900 мм. Во втором периоде (1936—1971 гг.) значения скоростей в пределах этого отрезка трассы достигают 13 мм/год, амплитуды -350 мм.

Современные вертикальные движения земной коры на трассе городов Ачинск—Владивосток

Таблица 2

Расстояние, км	Предвычисленные ошибки получения скоростей, мм/год		
	I—II (средний интервал 34,5 лет)	II—III (средний интервал 26,5 лет)	I—III (средний интервал 57 лет)
100	±0,6	±0,4	±0,4
1000	±1,9	±1,3	±1,1
1200	±2,1	±1,4	±1,2
3000	±3,3	±2,2	±1,9
5700	±4,6	±3,0	±2,6

носят колебательный характер: в первом периоде они были ориентированы вниз, во втором — вверх. Наибольшая амплитуда колебаний характерна для участка трассы между г. Черемхово и ст. Могоча. Она составляет примерно 1000 мм за 70 лет. Однако надо иметь в виду, что это не полный период и соответственно не полная амплитуда колебаний, так как неизвестны его начало и конец. Можно лишь утверждать, что амплитуда и полупериод колебательных движений более 1000 мм и более 70 лет. По направлению на запад и на восток от рассматриваемого участка амплитуда современных вертикальных движений земной коры уменьшается. В районе Владивостока она составляет 300 мм, к западу от г. Тайшет равна нулю. Здесь на колебательные движения рассматриваемого периода накладываются колебания более высокого порядка с амплитудой около 250 мм.

Любые тектонические движения, к которым относятся и СВДЗК, кроме временной и вертикальной компонент, могут быть охарактеризованы третьей координатой — длиной волны по латерали. Длина полуволны основного колебания изучаемых СВДЗК по латерали, вероятно, превышает 5500 км, так как во Владивостоке графики первого и второго периодов между собой еще не пересекаются. Длина волны колебаний более высокого порядка на западе трассы составляет около 1000 км. Таким образом, параметры основной составляющей СВДЗК таковы: протяженность полупериода во времени  $> 70$  лет, амплитуда по вертикали  $> 1000$  мм, длина полупериода по латерали  $> 5500$  км. Параметры колебательных движений более высокого порядка составляют соответственно  $> 70$  лет,  $\sim 250$  мм и  $\sim 500$  км. Иными словами, по-видимому, как основные, так и осложняющие их колебания относятся к типично эпейрогеническим движениям [3].

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

### Связь с рельефом дневной поверхности

Как отмечалось выше, нивелирная трасса прокладывалась в основном вдоль Транссибирской магистрали и иногда вдоль шоссежных дорог. При пересечении горных хребтов те и другие, как известно, прокладываются через перевалы и другие пониженные участки. Поэтому рельеф дневной поверхности, построенный вдоль нивелирной трассы, достаточно точно фиксируя местоположение горного хребта, в то же время не соответствует его наивысшим отметкам. Максимальные отметки на нивелирном профиле всегда ниже последних.

Максимальных отметок, равных 850 м, рельеф дневной поверхности вдоль изучаемой трассы повторного нивелирования достигает в двух

точках, соответствующих Яблоновому и Борщевочному хребтам Забайкалья. По направлению на восток до конца трассы и на запад почти до ее начала отмечается постепенное понижение рельефа до отметок в районах городов Владивосток и Красноярск 80—100 м. Таким образом, преобладающей формой рельефа на рассматриваемой нивелирной трассе является положительная морфоструктура с вершиной в Забайкалье и подножиями вблизи Владивостока и Красноярска. На западном и восточном боргах этого поднятия между городами Ачинск и Красноярск, к западу от Иркутска, к востоку от г. Облучье фиксируются относительные поднятия. Первые два соответствуют северным и восточным отрогам Саян, третий — южному окончанию Буреинского хребта.

Забайкальскому поднятию с некоторым смещением на запад отвечает Центральный минимум СВДЗК. Наибольший размах движений в пределах минимума приходится на западный борт поднятия. Таким образом, зона наиболее активных современных движений земной коры охватывает хребты Борщевочный, Яблоновый, Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и впадину оз. Байкал. В 1901—1943 гг. эти геоморфологические структуры испытывали довольно активное погружение, в 1936—1971 гг. — подъем. Поскольку была меньше амплитуды погружения, итогом движений за 1901—1971 гг. явилось общее погружение со средней амплитудой 550 мм.

Котловина оз. Байкал отчетливо ограничивается уступами в рельефе дневной поверхности, приуроченными к ст. Горхон и г. Иркутску. Вероятно, тектоническими подвижками в пределах этой впадины обусловлен минимум второго порядка на кривой амплитуд СВДЗК первого периода. На востоке граница этого минимума совпадает с уступом в рельефе в районе ст. Горхон. На западе его граница несколько расплывчата и может быть проведена либо по максимуму на кривой СВДЗК к востоку от Иркутска, либо по ее резкому подъему в районе Черемхово. Этот же минимум повторяется на суммарной кривой за 1901—1971 гг.

Расположенные к западу от Центрального минимума юго-восточные отроги Восточных Саян на участке между городами Иркутск и Тайшет испытывают, начиная с 1901 г., подъем. Восходящим движениям подвержены также южные отроги Енисейского кряжа в районе Красноярска, включая и расположенную несколько восточнее Канско-Рыбинскую депрессию.

На восточном склоне Забайкальского поднятия, в состав которого входят Амуро-Зейский прогиб, Зее-Буреинская синеклиза, Буреинский массив, Хабаровская впадина и Ханкайский массив, отмечается постепенное уменьшение

амплитуд отрицательных движений первого периода и положительных — второго. Уменьшается в этом направлении и амплитуда суммарных движений за 1901—1971 гг.

Интересно проанализировать конструктивное и деструктивное значение современных движений земной коры.

В качестве конструктивных движений рассматриваются такие, которые направлены на увеличение высоты поднятий или глубины впадин, а в качестве деструктивных — движения, направленные на уменьшение высоты поднятий и глубины прогибов. К числу первых отнесены также такие движения, когда на фоне общего опускания поднятия прогибаются с меньшей скоростью, прогибы — с большей; к числу вторых — когда на фоне такого же общего опускания поднятия прогибались быстрее, прогибы — медленнее. Сказанное относится и к кривой, характеризующей подъем, если ее ветви рассматривать как соответствующие ветви минимума.

Анализируя с этой точки зрения графики СВДЗК, нетрудно убедиться, что в первом периоде на 83% трассы они имели деструктивный характер и только на 17% — конструктивный. Во втором периоде роль последних увеличилась. Они преобладают примерно на 45—50% трассы. На остальных ее 45—50% продолжают развиваться деструктивные явления. Применительно ко всему изучаемому отрезку времени с 1901 по 1971 г. роль первых составляет примерно 20—22%, вторых — 78—80%. Это является понятным, так как ранее неоднократно подчеркивалось, что значение СВДЗК первого периода на их характер в течение периода в целом (1901—1971 гг.) значительно больше, чем роль движений второго периода.

Конструктивные движения в первом периоде проявились на участках к востоку от г. Ачинска, к западу от станций Куйтун, Бурей и Могоча, к югу от г. Бикина. На остальных участках трассы в течение этого периода преобладали деструктивные явления. Во втором периоде конструктивные процессы продолжали развиваться на тех же участках, на которых они имели место в первом периоде, а также возникают на ряде других: на побережье оз. Байкал, в районе городов Улан-Удэ и Петровск-Забайкальский, к востоку от Читы, на значительном протяжении от ст. Ерофей Павлович до ст. Бурей, в районе Владивостока. На остальных участках продолжались деструктивные явления. В течение периода в целом конструктивные процессы, помимо тех участков, на которых они проявлялись в первом периоде, преобладали лишь в районе между станциями Талдан и Бурей. Судя по скорости современных движений, интенсивность тех и других процессов на различных участках была разной.

Подводя итоги анализа конструктивных и деструктивных процессов, можно констатировать: 1) в течение 1901—1971 гг. в пределах региона, простирающегося от Ачинска до Владивостока, преобладали деструктивные явления; 2) со временем роль конструктивных процессов увеличивается от 13% в первом периоде до 45—50% во втором. Они продолжали преобладать на тех участках, на которых проявлялись ранее, а также возникают в новых пунктах.

### Связь с тектоникой

Трасса повторного нивелирования берет начало на юго-восточной окраине Западно-Сибирской эпигерцинской плиты [1, 11]. Далее на восток она пересекает южную периклиналию Енисейского антиклинория, сложенного байкальскими комплексами. Восточнее Енисейского антиклинория трасса повторного нивелирования на отрезке протяженностью около 1000 км следует вдоль южной окраины древней Сибирской платформы то приближаясь, то удаляясь от байкальских сооружений Восточных Саян. На западе этого отрезка она пересекает Канско-Рыбинскую впадину Присаянской синеклизы, на востоке — Ангаро-Ленскую ступень. Глубина до кровли дорифейского (кристаллического) фундамента в Присаянской синеклизе составляет 7000 м, в пределах Ангаро-Ленской ступени — 1500—2500 м [8]. На востоке южная часть Сибирской платформы ограничена байкальскими структурами Байкало-Патомского нагорья, простирающимися примерно до Улан-Удэ. Между городами Улан-Удэ и Чита трасса повторного нивелирования пересекает каледонские структуры Монголо-Охотской складчатой системы и затем узкую зону архейско-протерозойских сооружений юго-западного замыкания Становой складчатой области. Восточнее последней трасса почти на расстоянии 2000 км следует по герцинидам Монголо-Охотской складчатой системы. На западной половине этого отрезка (между городами Чита и Сковородино) она располагается вблизи границы со Становой архейско-протерозойской зоной. На восточной половине трасса пересекает Амуро-Зейский прогиб, Буреинский массив и наложенную на него Зейско-Буреинскую синеклизу. Прогиб и синеклиза выполнены мезозойскими и отчасти кайнозойскими отложениями мощностью до 3—5 км. Буреинский массив сложен палеозойскими и докембрийскими геосинклинальными комплексами. Начиная от г. Облучье и далее на юго-восток и юг трасса располагается в пределах мезозойской складчатой системы Сихотэ-Алиня. На ее северо-западе она пересекает Хабаровскую впадину, затем следует почти по простиранию мезозойских складчатых

тых комплексов и, наконец, проходит через восточную часть Ханкайского массива. Хабаровская впадина выполнена преимущественно мелкайнозойскими отложениями, Ханкайский массив — докембрийскими образованиями.

Таким образом, трасса повторного нивелирования проходит по разнообразным тектоническим структурам.

На всем протяжении трасса повторного нивелирования пересекает множество тектонических нарушений. На участке ст. Могоча — Сквордино она протягивается вдоль крупного разлома, пограничного между герцинидами Монголо-Охотской складчатой системы и докембрийскими сооружениями Становика.

О характере СВДЗК в пределах Западно-Сибирской плиты по данным повторного нивелирования рассматриваемой трассы судить очень трудно, так как она охватывает лишь ее крайнюю юго-восточную окраину. В пределах байкалид южного замыкания Енисейского антиклинория по материалам первого периода отмечается некоторое увеличение скоростей СВДЗК и соответственно амплитуд первого периода и 1901—1971 гг. по сравнению с их величинами в г. Ачинске. Первые составляют около 7 мм/год, вторые — 250—300 мм. Скорости и амплитуды второго периода практически не отличаются от таковых соседних с востока структур Сибирской платформы. На юге Сибирской платформы величины скоростей и амплитуд современных движений за первый период становятся отрицательными и равными — 8 мм/год и — 200 мм соответственно. Вблизи границы Сибирской платформы с байкалидами Байкало-Патомского нагорья значения тех и других несколько уменьшаются. Величины скоростей и амплитуд во втором периоде остаются положительными и составляют 2—4 мм/год и 50—100 мм. Они возрастают по направлению к границе с байкалидами Байкало-Патомского нагорья. Отрицательными значениями характеризуются скорости и амплитуды СВДЗК периода 1901—1971 гг.

Резко уменьшаются величины скоростей и амплитуд СВДЗК в пределах байкальских структур Байкало-Патомского нагорья. Вблизи границы с Сибирской платформой значения скоростей равны — 50 мм/год, амплитуд — 650 мм. Те и другие сохраняют значительные отрицательные величины и в пределах примыкающих к байкалидам с востока каледонских и докембрийских сооружений и, вероятно, в западной части Монголо-Охотской герцинской системы, примыкающей к р. Шилке. Значения скоростей и амплитуд второго периода в пределах только что рассмотренных байкальских, каледонских, докембрийских и частично герцинских структур так же, как и на юге Сибирской платформы, сохраняются положитель-

ными. Но они вначале увеличиваются и достигают максимальных значений, равных 10—11 мм/год и 300 мм в пределах каледонид Забайкалья, а затем, по мере продвижения на восток, постепенно уменьшаются до 7 мм/год и 170 мм. Суммарные графики скоростей и амплитуд за 1901—1971 гг. в пределах рассматриваемых структур ведут себя подобно графикам за первый период с той лишь разницей, что величины тех и других несколько меньше, чем в этом периоде.

В пределах большей части Монголо-Охотской зоны герцинид значения скоростей и превышений в первом периоде остаются примерно постоянными и равными — 30 мм/год и — 500 мм. Величины скоростей и амплитуд во втором периоде, как и в пределах структур, расположенных западнее, сохраняются положительными, но уменьшается по мере продвижения на восток. Они в среднем равны 5 мм/год и 180—200 мм. Суммарные значения скоростей и амплитуд за 1901—1971 гг. являются отрицательными и равными в среднем — 18 мм/год и — 200—220 мм. Отрицательные и положительные значения скоростей и амплитуд в первом и втором периодах соответственно в пределах Амуро-Зейского прогиба несколько больше таковых в Зее-Буреинской синеклизе.

В мезозойских структурах Сихотэ-Алиня значения скоростей и амплитуд в первом периоде так же, как и в пределах разновозрастных структур, расположенных западнее, остаются отрицательными. Но они значительно меньше и равны в среднем — 26 мм/год и — 400 мм. Уменьшаются также величины скоростей и амплитуд во втором периоде, а на участке между городами Облучье и Бикин даже становятся отрицательными.

Подведем итоги изложенному относительно особенностей современных вертикальных движений в пределах разновозрастных структур.

1. Наибольшими отрицательными скоростями и амплитудами в первом периоде и в 1901—1971 гг., равными в среднем — 17, — 7 мм/год и — 800 и — 550 мм соответственно, характеризуются докембрийские структуры Становика, байкалиды и каледониды Забайкалья и Прибайкалья. Скорости и амплитуды второго периода, наоборот, в пределах этих структур имеют наибольшие значения, равные в среднем 11—13 мм/год и 250 мм. Но вместе с тем байкалиды южной оконечности Енисейского кряжа в первом, во втором периодах и в целом в 1901—1971 гг. характеризуются положительными величинами скоростей и амплитуд.

2. Сходными друг с другом и значительно отличающимися особенностями современных движений характеризуются герциниды Монголо-Охотской и мезозойды Сихотэ-Алинской складчатых областей. Для первого периода они со-

ставляют в среднем — 26 мм/год и 450 мм. Во втором периоде в Монголо-Охотской области скорости в среднем равны 5 мм/год, амплитуды — 180—200 мм, в Сихоте-Алинской — те и другие колеблются вблизи нуля.

3. На юге Сибирской платформы значения скоростей и амплитуд СВДЗК относительно небольшие. В первом периоде они, как отмечалось, составляли — 7 мм/год и — 200 мм, во втором — 2—4 мм/год и 50—100 мм.

4. Из-за мелкого масштаба исследований трудно дать характеристику современным движений в зонах разломов. Для этого необходимо анализировать материалы более детальных съемок. Тем не менее рассматриваемые материалы позволяют утверждать, что в зонах тектонических нарушений темп современных движений несомненно подвержен значительным колебаниям. Примером этого являются разломы западнее Иркутска и Петровск-Забайкальского, скорости и амплитуды движений в пределах которых испытывают резкие колебания.

### Связь с новейшими движениями

Для сопоставления особенностей СВДЗК с новейшими движениями использовалась, как отмечалось выше, «Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей» [6]. На этой карте начало новейших движений на участке трассы повторного нивелирования Ачинск — Облучье отнесено ко второй половине плиоцена — началу антропогена, на участке городов Облучье — Владивосток — ко второй половине миоцена — началу плиоцена.

Трасса повторного нивелирования по особенностям новейших движений разделяется на четыре неравные части.

На западе трассы от Ачинска до западного побережья оз. Байкал (примерно до пикета 1450) обособляется участок с относительно слабо дифференцированными новейшими движениями, охватывающий юго-восточную часть Западно-Сибирской низменности, южную оконечность Енисейского кряжа и южную часть Сибирской платформы. В пределах Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа их амплитуды составляют 200—400 м, на юге Сибирской платформы возрастают до 600 м, вблизи оз. Байкал — до 1000 м.

Второй участок охватывает побережье оз. Байкал и простирается на восток примерно до Улан-Удэ. Амплитуды новейших движений в пределах этого участка относительно понижены и на акватории озера характеризуются отрицательными значениями.

Третий участок, западная граница которого проходит через Улан-Удэ, восточная — между

станциями Невер и Талдан, характеризуется наивысшими для трассы амплитудами новейших движений, достигающими в районе ст. Могоча 1500 м. Он включает в себя в основном систему забайкальских хребтов.

Четвертый участок, простирающийся от восточной границы предыдущего участка до Владивостока, отличается от остальных дифференцированным характером новейших движений и их небольшими величинами, колеблющимися вблизи нуля. В состав этого участка входят Амуру-Зейский прогиб, Зейско-Буреинская синеклиза, Хабаровская впадина, Ханкайский массив.

Характер новейших движений коррелируется с рельефом дневной поверхности: поднятиям соответствует увеличение амплитуд новейших движений, пониженным участкам — их уменьшение.

Изучая графики современных и новейших движений (см. рис. 2), нетрудно убедиться в отсутствии между ними прямой связи. Это отчетливо проявляется при сопоставлении между собой границ выделенных выше участков с различным характером современных и новейших движений первого периода. Они не совпадают между собой. Соответственно не коррелируют друг с другом и особенности движений того и другого типов. Сказанное в равной степени относится к особенностям СВДЗК 1901—1971 гг. И лишь о каком-то подобии соответствия новейшим движениям можно говорить применительно к СВДЗК второго периода: последние так же, как и новейшие движения, в центральной части трассы Ачинск — Владивосток образуют максимум, в общих чертах совпадающий с максимумом новейших движений. Можно также говорить о соответствии некоторых деталей рассматриваемых движений. Так коррелируются между собой зоны увеличенных градиентов этих движений между городами Черемхово и Иркутском, в районе Улан-Удэ и Петровск-Забайкальского, Могоча и Сохондо и других пунктов. При этом следует еще раз подчеркнуть, что речь идет о соответствии друг с другом зон повышенных градиентов. Однако пропорциональность значений градиентов, как и их знаки, на этих участках не соблюдается. Вероятно, совпадение зон повышенных градиентов связано с состоянием разломов, которые были активными в течение новейшего времени и в современную эпоху.

Каких-либо отличительных особенностей СВДЗК в регионе (г. Ачинск — ст. Облучье), характеризующемся началом новейших движений во второй половине плиоцена — начале антропогена, по сравнению с регионом (Дальний Восток), в котором они начались во второй половине миоцена — первой половине плиоцена, т. е. значительно ранее, не отмечается. Можно лишь говорить о несколько более спокойном ха-

рактуре СВДЗК во второй, более «древней» зоне новейших движений по сравнению с первой, сравнительно молодой.

### Связь с сейсмичностью

По-видимому, на тектонические процессы, вызывающие землетрясения, современные вертикальные движения земной коры могут реагировать перемещениями как положительного, так и отрицательного знака. При этом, очевидно, что районы повышенной сейсмичности должны быть активными с точки зрения проявления современных движений.

Наивысшей сейсмической активностью, достигающей 9 баллов и выше, характеризуется оз. Байкал и прилегающие к нему районы [9, см. рис. 2]. Повышенной сейсмичностью характеризуются также участки между ст. Бушулей и г. Свободным, ст. Бурей и г. Биробиджаном. В том и другом участка сейсмическая активность достигает 7 баллов. Первый из них представляет собой восточное продолжение упомянутой выше зоны высокой сейсмичности, приуроченной к оз. Байкал. Все три участка повышенной сейсмичности принадлежат к так называемому Байкало-Охотскому сейсмическому поясу.

Таким образом, повышенная сейсмичность характерна не для всей территории Байкальской рифтовой зоны, восточная граница которой пролегает через ст. Могоча, а только ее западной части, тяготеющей, как отмечалось, к оз. Байкал. Повышенная сейсмичность этого региона хорошо коррелирует с относительным минимумом СВДЗК первого периода между городами Черемхово и Петровск-Забайкальский. На графике СВДЗК второго периода какой-либо аномалии, соответствующей этой зоне высокой сейсмичности, не отмечается. На графике за 1901—1971 гг., как и на графике первого периода, этой зоне соответствует участок повышенных нисходящих СВДЗК.

Участок повышенной сейсмичности между ст. Бушулей и г. Свободным хорошо коррелируется с максимумами СВДЗК второго периода и периода 1901—1971 гг. На графике первого периода этому участку отвечает моноклиналиное уменьшение амплитуд отрицательных движений по направлению с востока на запад. С повышенной сейсмичностью на трассе, по-видимому, связана и значительная дифференцированность СВДЗК.

И наконец, третий участок повышенной сейсмичности между ст. Бурей и г. Биробиджаном ничем примечательным в характере СВДЗК не отмечается, если не считать уступа на всех графиках СВДЗК восточнее ст. Облучье и обширного минимума на тех же графиках, центральная часть которого совпадает с только что упо-

мянутым уступом СВДЗК. Впрочем, уступ и минимум СВДЗК могут быть и не связаны с сейсмическим режимом.

Участку пониженной сейсмической активности между городами Ачинск и Черемхово отвечают дифференцированный график СВДЗК первого периода и периода 1901—1971 гг. и спокойный режим СВДЗК второго периода. Участок пониженной сейсмической активности на участке трассы Петровск-Забайкальский — Бушулей приходится на восточную часть Байкальской рифтовой зоны. Ему отвечают спокойные положительные СВДЗК второго периода и значительные по амплитуде, но тоже слабо дифференцированные подвижки первого периода и периода в целом. Наконец, минимумы между г. Свободным и ст. Бурей и от г. Биробиджана на юг коррелируют в первом случае с моноклиналиным уменьшением амплитуд СВДЗК в направлении на восток, во втором случае — с аналогичным их возрастанием в направлении на юг.

На основании изложенного можно сделать вывод, что в регионе, охватываемом трассой вторичного нивелирования, между современными движениями земной коры и сейсмичностью существует причинно-следственная связь, проявляющаяся на различных участках по-разному. В одних случаях фиксируются контрастные изменения скоростей, амплитуд и градиентов СВДЗК в зонах повышенной сейсмической активности, в других — усиление сейсмического режима сопровождается резкой дифференциацией современных движений, иногда на изменения сейсмической активности реагируют движения только одного какого-либо периода.

### Связь с полем механических напряжений в литосфере

В поле механических напряжений в литосфере, рассчитанных по измерениям гравитационного потенциала Земли со спутников [7], области отрицательных современных вертикальных движений на участке Красноярск — Могоча отвечает зона сжатия, области близких к нулю или положительных значений этих движений к западу от Красноярска и между городами Могоча и Свободным — зона растяжения. Это согласуется с представлениями геомеханики, по которым зоны нисходящих движений являются областями сжатия, восходящих — областями растяжения.

### ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Особенности строения и геодинамики Байкальской рифтовой зоны известны достаточно широко [5, 10]. Кратко напомним их.



Для Байкальской рифтовой зоны характерны колебания мощности земной коры от 35 до 45 км. Непосредственно под котловиной оз. Байкал мощность земной коры сокращена до 35 км. Большой части Байкальской рифтовой зоны по данным ГСЗ соответствует слой пониженных до 7,6—7,8 км/с скоростей мощностью 17—20 км. В составе ее земной коры прослеживается токопроводящий слой мощностью 10—12 км и удельным электрическим сопротивлением 10 Ом·м. Токопроводящий слой выделяется также в верхней мантии. Его глубина и сопротивление уменьшается по мере приближения к котловине оз. Байкал от 180—200 до 120 км и от 300 до 20 Ом·м соответственно [2]. Для котловины оз. Байкал и прилегающих к ней сравнительно узких полос характерны повышенный тепловой поток и высокая сейсмичность. Значения теплового потока в отдельных пунктах котловины превышают 150 мВт/м<sup>2</sup>, магнитуда

землетрясений достигает 8 и более. По временам пробега от удаленных землетрясений Байкальской рифтовой зоне соответствует мощная низкоскоростная зона в верхней мантии. В пределах забайкальской и саянской частей рифтовой зоны кровля описываемой низкоскоростной зоны погружается до глубины 300—600 км. Низкоскоростная зона характеризуется повышенной температурой и, вероятно, представляет собой выступ астеносферного слоя.

Границы минимумов СВДЗК первого периода 1901—1971 гг. хорошо коррелируют с границами Байкальской рифтовой зоны. Вероятно, смену знака вертикальных движений во втором периоде по сравнению с первым следует рассматривать как отражение активных тектонических процессов, протекающих в современную эпоху в недрах Байкальской рифтовой зоны. Сложностью этих процессов можно объяснить осложнения Центрального минимума СВДЗК.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Атлас геологических и географических карт СССР*.— Л., 1982.
2. *Ваньян Л. Л., Шиловский П. П.* Глубинная электропроводность океанов и континентов.— М.: Наука, 1983.
3. *Геологический словарь*. Т. 1.— М.: Недра, 1973.
4. *Есиков Н. П.* Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности.— Новосибирск: Наука, 1979.
5. *Зорин Ю. А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М.: Наука, 1971.
6. *Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей*.— Л.: Аэрогеология, Мингео СССР, 1979.
7. *Маслов Л. А., Туезов И. К.* Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
8. *Савинский К. А., Вазонин В. С. и др.* Геологическое строение нефтегазоносных провинций Восточной Сибири по геофизическим данным.— М.: Недра, 1983.
9. *Сейсмическое районирование территории СССР*.— М.: Наука, 1980.
10. *Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья*.— Новосибирск: Наука, 1978.
11. *Тектоника Евразии*/Под ред. А. Л. Яншина.— М.: Наука, 1966.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР, Подразделение ГУГК  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
29 ноября 1985 г.

**В. К. Кучай**

**ОСТРОВ СИМУШИР В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

Изложены новые данные о геоморфологии, четвертичных отложениях и современной орогенной структуре о. Симушир (Большая Курильская гряда). Показано, что остров, появившийся из-под Тихого океана в среднем плейстоцене, в настоящее время представляет собой антиклиналь с относительно пологим юго-восточным крылом и более крутым — северо-западным. Ан-

тиклиналь нарушена тремя поперечными флексурно-разрывными зонами, с которыми связаны контрастные изменения высот террас и поверхностей выравнивания. К ним же приурочены и вулканические постройки острова. Рассмотрена эволюция вулканов Симушира в плейстоцене.

Остров Симушир занимает центральное место в островах Большой Курильской гряды. Его протяженность 57 км, ширина варьирует от 2 до 12 км. На юго-западе пролив Буссоля отделяет Симушир от островов Черные Братья и Уруп, на северо-востоке острова Кетой и Симушир разделены проливом Дианы (рис. 1).

Как и большинство островов Большой Курильской гряды, Симушир является одной из наиболее высоко поднятых частей гигантского поднятия, ограниченного на востоке Курило-Камчатским глубоководным желобом. Однако в отличие от других островов гряды, между о. Симушир и глубоководным желобом отсут-

ствует поднятие хр. Витязя. Другими особенностями являются аномальная тонкость земной коры [11] и высокий тепловой поток [1] в этом районе. Как и на остальных островах Большой Курильской гряды, земная кора о. Симушир относится к субконтинентальному типу; здесь вулканогенные и осадочные толщи непосредственно налегают на породы, относимые по своим свойствам к базальтовому слою земной коры.

По мнению К. Ф. Сергеева [10], наиболее древние вулканогенно-осадочные породы острова предположительно имеют миоценовый и миоцен-плиоценовый возраст.

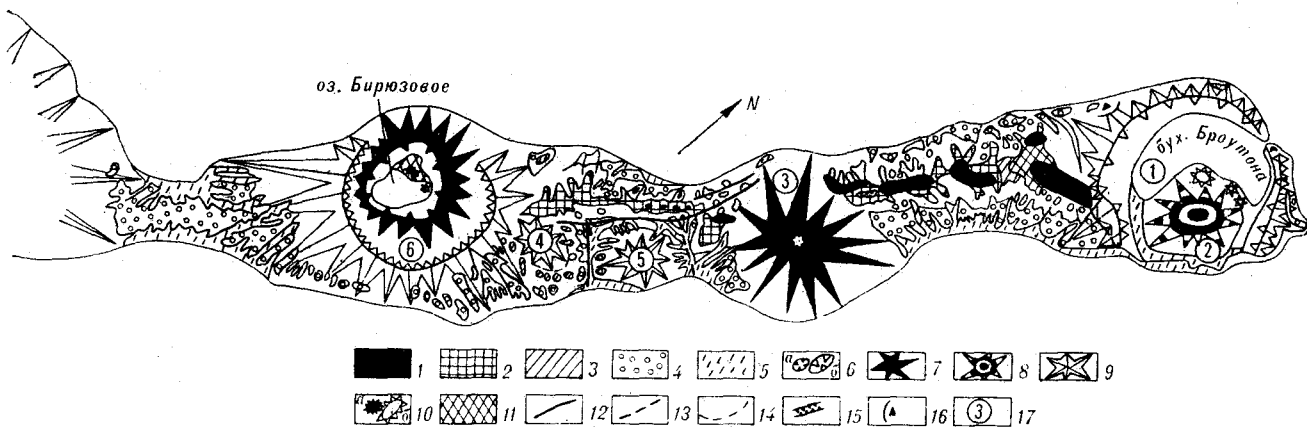


Рис. 1. Геоморфологическая карта о. Симушир.

1 — останцы реликтового рельефа, возвышающиеся над поверхностью оленьего (O<sub>2</sub><sup>1</sup>) комплекса; 2—5 — останцы поверхностей выравнивания и террас комплексов: 2 — оленьего, 3 — накатоморийского, 4 — косточкина, 5 — брутоновского; 6 — кальдеры вулканов (а — современные, б — древние); 7—9 — современные и древние вулканические постройки: 7 — современные, 8 — возникшие на границе «косточкина» и «брутоновского» времени, 9 — образовавшиеся в «косточкино» и «предкосточкино» время; 10 — эвструзивные купола (а — современные, б — древние); 11 — участок оз. Бирюзового, зашленный во время извержения вулкана Заварицкого в 1957 г.; 12, 13 — разломы, активные в четвертичное время; 12 — установленные, 13 — предполагаемые; 14 — границы излияний вулкана Чикина на террасы накатоморийского комплекса; 15, 16 — палеосейсмодислокации; 15 — сейсморов отрыва в коренных породах, 16 — обвалы сialных пород; 17 — номера вулканических построек: 1 — кальдера вулкана Броутона, вулканы: 2 — Уратман, 3 — Прово, 4 — Чикина, 5 — Иканминкот, 6 — Заварицкого.

Современные представления о геологическом строении о. Симушир получены в основном в результате геолого-съемочных и тематических работ специалистов Сахалинского территориального геологического управления и ИМГиГ ДВНЦ АН СССР. Эти исследования связаны с именами Б. Н. Пискунова, В. Г. Гальверсена, К. Ф. Сергеева, Е. К. Мархина [7, 9, 10] и др. Вулканическая деятельность на острове подробно освещена в работах [2, 7 и др.]. Наименее изучены история геологического развития Симушира в плейстоцене и особенно его современная (сформированная в четвертичное время) структура. Единственной известной нам работой, посвященной этим проблемам, является раздел, написанный И. В. Мелекесцевым, И. А. Егоровой, Е. Г. Лупкиной [8] в монографии [4]. Однако перед авторами упомянутого исследования не стояла задача анализа современной структуры острова, в связи с чем эти вопросы до сих пор оставались практически не освещенными. В то же время для понимания современной геодинамики и природы современных движений наибольшую ценность имеют данные именно о современной структуре и четвертичных тектонических движениях. Эти материалы могут быть получены в том случае, если известны не только современные, но и исходные высоты и наклоны поверхностей выравнивания и террасовых уровней [5, 6]. Что касается террас и поверхностей выравнивания островов Большой Курильской гряды вообще и о. Симушир в частности, то данных об исходных наклонах подавляющего большинства их нет. Только в отношении абразионных морских террас, учитывая современные уклоны морского дна вблизи Курильских островов, можно полагать, что их исходные уклоны не превосходили  $1,5-2^\circ$ . Внесение соответствующих поправок за исходные уклоны морских абразионных террас позволяет строить карты четвертичных тектонических движений, последовавших после выработки конкретной абразионной поверхности.

Дело существенно осложняется при полигенном характере поверхности выравнивания (террасы): например, одна часть ее выработана морской абразией, другая — аккумулятивна, третья — образовалась на суше. В этом случае высоты террас и их исходные уклоны существенно варьируют в зависимости от конкретных геолого-геоморфологических условий. В частности, следствием активной вулканической деятельности на Курилах является предельно неравномерное поступление пепла и лавы на поверхности террас как в момент их образования, так и в последующие эпохи. Естественно, что и высоты террас изменяются

в зависимости от количества поступившего вулканического материала. Если же к этому добавить, что высоты одной и той же поверхности выравнивания (террасы) могут претерпеть существенные изменения за счет тектонических движений, последовавших после выработки самой террасы, то становится понятной малая обоснованность определения ее возраста по абсолютным отметкам.

Наиболее надежным способом корреляции останков разновозрастных террас и поверхностей выравнивания является их площадное непрерывное прослеживание и картирование, сопровождаемое изучением этапности развития рельефа [5, 6]. Высотные отметки террас и поверхностей выравнивания в этом случае являются лишь одной из характеристик рассматриваемых форм рельефа.

В свете изложенного подготовка тектонической основы для изучения четвертичных движений о. Симушир предполагает следующие этапы: 1 — составление специальной геоморфологической карты и выбор опорной поверхности; 2 — построение карты высот опорной поверхности; 3 — корректировка высот опорной поверхности с учетом ее исходных уклонов; 4 — построение структурной карты тектонических движений, последовавших после выработки опорной поверхности выравнивания.

#### СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ТЕРРАС

Специальные исследования стратиграфии четвертичных отложений на о. Симушир до сих пор не проводились. Известные в литературе упоминания об этапности развития рельефа острова базируются на аналогиях и сопоставлениях с другими, подчас весьма удаленными районами Курильских островов и Камчатки [8]. Фаунистические или флористические датировки возраста четвертичных отложений отсутствуют. В рамках принятых в настоящее время правил и рекомендаций будем говорить о комплексах террас и поверхностей выравнивания, соответствующих определенным этапам развития рельефа. Этим комплексам, существующим вполне объективно и отражающим особенности развития рельефа, присвоим собственные (географические) имена, а их возраст определим в соответствии с имеющимися в нашем распоряжении фактическими данными. Такой подход позволяет расшифровать направленность, последовательность и этапность формирования рельефа и дает ключ к построению карт четвертичных тектонических движений. Возможные ошибки определения возраста в этом случае не явля-

ются принципиальными — они приводят лишь к изменению тех или иных временных границ, а сама же последовательность геолого-геоморфологических событий остается неизменной. По своему содержанию такой подход идентичен общепринятому в геологии изучению и картированию свит, возраст которых, вообще говоря, по мере поступления новой информации может корректироваться.

На о. Симушир автором выделено четыре комплекса террас и поверхностей выравнивания: 1 — брутоновский; 2 — косточкин; 3 — накатоморийский; 4 — олений.

К брутоновскому комплексу террас отнесены осадки современных речных пойм и первых надпойменных террас (см. рис. 1). Им соответствуют современные морские пляжи и наиболее низкие, как правило, аккумулятивные террасы высотой 2—3 и 10—15 м. Их стратотипами могут служить морские террасы бухты Броутона.

Террасы косточкина комплекса обычно цокольные. Высота цоколя варьирует от первого десятка метров до 80—100 м. В основании аккумулятивной толщи залегают либо валунногалечники средней окатанности, либо плохо окатанные обломки вулканитов преимущественно андезитового и базальтового состава. Венчается разрез палевыми суглинками со значительным содержанием пеплового и пемзового материалов. Косточкин комплекс широко развит по всему побережью острова, особенно на перешейке Косточко, по берегам бухт Душная, Накатомори, Средняя, в пределах хребта Оленьего, перешейка Чикина и в бассейне р. Холодной. Террасы занимают нижние трети склонов речных долин. Формирование террас рассматриваемого комплекса происходило на фоне расчлененного горного ландшафта, и различные части террас имеют различный генезис. Так, роль морской абразии велика на побережье, в горах и на склонах ведущая роль в формировании террас принадлежит глубинной и боковой эрозии. Высоты террас изменяются от 12—15 до 50—100 м на побережье Охотского моря и Тихого океана.

Эрозионные останцы накатоморийского комплекса террас расположены в верхних третях склонов современных хребтов-поднятий. Во время образования этого комплекса большинство современных речных долин еще не было сформировано, поэтому останцы террас обнаруживаются, как правило, на водоразделах второго порядка и отсутствуют на бортах большинства речных долин, расчленяющих, например, склоны хр. Оленьего. Такое положение террасы в рельефе указывает на малую роль в ее образовании речной эрозии. Надо полагать, что основным фактором, определившим облик террасы, была морская абразионная

деятельность. Тем не менее в процессе полевых исследований остатки окатанных валунов и гальки на поверхности террасы обнаружить не удалось. Причина этого, возможно, заключается в перекрытии террасы достаточно мощным покровом пепловых и пемзовых выбросов.

Наконец, останцы террас наиболее древнего на острове — оленьего — комплекса занимают водораздельные части хребтов Оленьего и перешейка Чикина. По генезису терраса относится к морским абразионным. Выше нее возвышаются лишь реликты останцового рельефа — горы Оленья, Узловая, Голая, выс. 589 м и др. Так же, как и в террасах накатоморийского комплекса, морские валунно-галечники, на существование которых указывают некоторые авторы [8], здесь не обнаружены. Высоты, занимаемые останцами террас оленьего комплекса, варьируют в весьма значительных пределах. На северо-востоке острова они достигают 400—500 м, а в районе перешейка Чикина — 250—300 м.

Как указывалось выше, возраст рассматриваемых комплексов террас устанавливается по косвенным признакам. Террасы брутоновского комплекса сформированы в голоценовое время. По мнению авторов работ [8], наиболее вероятным временем выработки террас оленьего комплекса является среднечетвертичное —  $Q_2^1$ . Если олений комплекс по времени образования относится к началу среднечетвертичного времени, а брутоновский — к голоцену, то на формирования террас косточкина и накатоморийского комплексов приходится конец среднечетвертичного времени — поздний голоцен. Террасы накатоморийского и оленьего комплексов формировались в близких морфоструктурных условиях: хребты-поднятия слабо возвышались над поверхностью океана, склоны их были практически не расчленены. В то же время террасы косточкина комплекса были выработаны в обстановке, близкой к современной. Поэтому условно можно считать, что временем образования террас накатоморийского комплекса является конец среднечетвертичного времени, а косточкиного — поздний плейстоцен. Если ввести поправку на меньшую интенсивность четвертичных поднятий на о. Симушир по отношению к островам Итуруп, Уруп и Кунашир [3], то указанная датировка находится во вполне приемлемом согласии с известными в настоящее время определениями абсолютного возраста в четвертичных отложениях упомянутых выше островов [8]. Позднеплейстоценовый возраст косточкиной террасы в какой-то мере подтверждается определениями в районе мыса Козлова комплексами диатомовых водорослей, которые, по мнению Е. Г. Лупкиной, хорошо сопоставляются с комплексами диатомей из отложений

верхнеплейстоценового межстадиала других островов Курильской гряды [8].

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Рельеф о. Симушир в самом общем виде можно представить в виде хребта-поднятия северо-восточного простираения, на который «насажена» цепочка действующих и потухающих вулканов. Высоты хребта постепенно возрастают от 60—70 м на юго-западе до 500—600 м на северо-востоке. Абсолютные высотные отметки вулканов составляют 1539, 825 и 1361 м для вулканов Мильна, Заварицкого и Прево соответственно (см. рис. 1).

Северо-восточная часть острова, известная под названием Оленьего хребта, зажата между кальдерой Броутона на северо-востоке и вулканом Прево на юго-западе и характеризуется среднегорным достаточно расчлененным рельефом. Водораздельные пространства Оленьего хребта заняты хорошо сохранившимися останцами морской абразионной поверхности оленьего комплекса, над которой на 200—300 м возвышаются островершинные останцы реликтового рельефа гор Узловой, Оленьей, Голой, и др. Непосредственно на водоразделе хребта «оленья» поверхность располагается на высотах 350—400 м, а по водоразделам второго порядка она опускается до высот 150—160 м. По мнению авторов работы [8], реликты останцового рельефа по своей природе относятся к стратовулканам, излияния которых происходили уже после выработки «оленьей» поверхности. Исследования автора настоящей статьи позволяют усомниться в справедливости такого предположения. Если эти останцы и являются стратовулканами (что, впрочем, требует дополнительных обоснований), то возникли они все-таки до, а не после выработки террасы оленьего комплекса, поскольку сами террасы моделируют их склоны.

Ниже поверхности оленьего комплекса, преимущественно на водоразделах второго порядка и на бортах наиболее крупных речных долин, расчленяющих Олений хребет, выработаны останцы террас накатоморийского комплекса. Сохранность останцов плохая, и чаще всего они обнаруживаются со стороны Охотского моря. Их тыловые швы, как правило, занимают высоты 250—300 м, а по мере приближения к береговой линии терраса снижается до 100 м. Террасы косточкина комплекса широко развиты по подножию хребта как с охотской, так и с океанской стороны. Интересным для анализа четвертичных тектонических движений является то, что высоты этих

террас неизменно возрастают по мере приближения как к вулкану Прево, так и к кальдере Броутона с 10—15 до 50—100 м.

Рельеф расположенного юго-западнее вулкана Прево перешейка Чикина отличается значительно более мягкими очертаниями, нежели территория Оленьего хребта. Широкий и плоский водораздел перешейка моделирован террасой оленьего комплекса, располагающейся здесь на высотах 250—350 м. Эрозионные останцы реликтового рельефа сохранились только в северо-восточной части перешейка. В отличие от хр. Оленьего эти останцы невысоки (около 50 м) и имеют уплощенные вершины. Взаимоотношения более молодых террас накатоморийского и косточкина комплексов сходны с таковыми в Оленьем хребте, за исключением меньшей величины вреза между «накатоморийской» и «оленьей» поверхностями. «Накатоморийская» поверхность располагается в наиболее поднятых частях перешейка Чикина на высотах 200—220 м, а по водоразделам второго порядка в сторону прилегающих акваторий спускается до высот 100 м. Терраса косточкина комплекса изменяет свои высоты от 50—80 м на склонах вулканов Прево и Заварицкого до 12—15 м и в районе бухты Средней.

Наконец, на перешейке Косточко на высотах около 70 м сохранились только останцы террас косточкина комплекса, а по охотскому и океанскому побережьям перешейка — террасы броутоновского комплекса.

Как отмечалось выше, в формировании рельефа острова значительную роль играют вулканические постройки. По их взаимоотношениям с комплексами террас и четвертичных отложений можно выделить три крупные генерации вулканов. Наиболее древние из сохранившихся возникли на границе «накатоморийского» и «косточкина» времени. Лавовые потоки этого возраста перекрывают террасовые поверхности оленьего и накатоморийского комплексов, но сами либо участвуют в построении террас косточкина комплекса, либо террасы косточкина комплекса выработаны на их склонах. К таким древним вулканам относятся: северо-восточная часть вулкана Мильна, юго-восточная часть кальдеры вулкана Заварицкого, вулканы Чикина и Иканминкот и кальдера вулкана Броутона.

Три из перечисленных вулканов — Мильна, Заварицкого и Броутона — примерно в одно и то же время испытывали взрывы, в результате чего образовались значительные кальдеры. Для вулканов Мильна и Заварицкого время взрыва определяется предположительно как «косточкино — броутоновское». В отношении кальдеры Броутона можно сделать более уверенные заключения. Поскольку на внешней

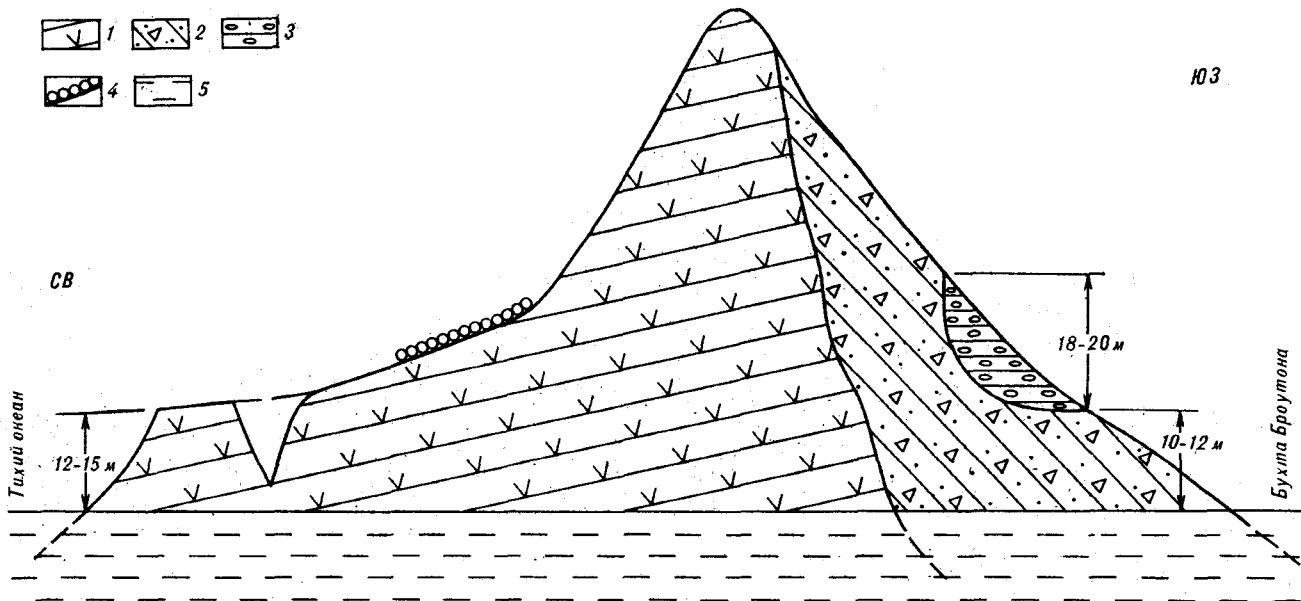
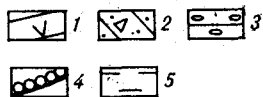


Рис. 2. Взаимоотношения четвертичных отложений и террас на мысу Сторожевом.

1 — андезитобазальтовые и базальтовые лавы и туфы позднплейстоценового вулкана Броутона; 2 — слоистые брекчи и сульфиды с пепловым материалом; 3 — морские галечники броутоновского (О<sub>4</sub>) комплекса отложений; 4 — абразионная терраса броутоновского комплекса и базальные валуно-галечники в ее тыловой части; 5 — воды пролива, соединяющего бухту Броутона с Тихим океаном.

стороне кальдеры выработаны террасы косточкина комплекса, отсутствующие в ее внутренних частях, постольку можно полагать, что в «косточкино» время вулкан еще существовал. Внутри же кальдеры широкое развитие получили только морские террасы и пролювиальные конусы выноса броутоновского комплекса, в том числе и раннеброутоновская терраса высотой 12—15 м. Показательным является строение северной оконечности п-ова Восточная Клешия в районе мыса Сторожевого (рис. 2). Здесь на океанской стороне кальдеры Броутона выработана цокольная абразионная терраса броутоновского комплекса, у тылового шва которой сохранились маломощные хорошо окатанные базальные валуно-галечники. Склон же самой кальдеры покрыт мощным чехлом мусорных брекчий, падающих в сторону бухты под углом 30—50°. В последних выработана цокольная терраса броутоновского комплекса с достаточно мощным (18—20 м) слоем морских хорошо окатанных валуно-галечников. Рассмотренные соотношения террас косточкина и броутоновского комплексов с элементами строения кальдеры свидетельствуют о том, что взрыв вулкана Броутона и образование кальдеры произошли именно на границе «косточкина» и «броутоновского» времени, т. е. на границе позднего плейстоцена и голоцена. В рамках этого же периода внутри кальдеры Броутона активно функционировал вулкан Уратман и были образованы экструзивные купола. Заключение о времени

действия вулкана Уратман и образовании экструзивных куполов делается на основании факта налегания морских и пролювиальных отложений броутоновского комплекса как на породы вулкана Уратман, так и на экструзивные купола.

После взрыва вулкана Мильна его вулканическая активизация в «броутоновское» время проходила в юго-западной уничтоженной взрывом части. В кальдере Заварицкого в это время (голоцен) было сформировано тело более молодого вулкана, частично разрушенного новым взрывом. В образовавшейся кальдере в настоящее время находится оз. Бирюзовое. Активная вулканическая деятельность вулканов Мильна (Горящая сопка) и Заварицкого продолжается и в наши дни. В частности, во время извержения в 1957 г. третья часть оз. Бирюзового была засыпана продуктами вулканической деятельности, образовались экструзивные купола.

Вулкан Прево, судя по его взаимоотношениям с террасами, возник в «броутоновское» время (в голоцене); его активная вулканическая деятельность продолжается и в наши дни.

Таким образом, история развития о. Симушир представляет собой последовательность следующих событий.

В начале среднечетвертичного времени (период формирования террас оленьего комплекса) коренные породы острова (отложения оленьей свиты) восходящими тектоническими

движениями были выведены из-под вод Тихого океана. На месте Оленьего хребта и частично перешейка Чикина располагалась цепочка островов и рифов, вытянутых с юго-запада на северо-восток. В «накатоморийское» время уже существовал остров, непрерывно простиравшийся от перешейка Чикина до современной кальдеры Броутона. К концу «накатоморийского» времени приурочено возникновение большинства вулканов острова (кроме, по-видимому, вулкана Прево). Такая картина сохранилась до конца «косточкина» времени, когда в результате продолжающихся вертикальных движений не только увеличились высоты острова, но и перешейком Косточко были соединены вулканы Мильна и Заварицкого и Броутона, после которых в кальдере Броутона активно функционировал вулкан Уратман. Во внутренних частях вулканов Мильна и Заварицкого возникают новые вулканические конусы; активная деятельность их продолжается до наших дней. В «броутоновское» время (в голоцене) возникает вулкан Прево, происходит еще один взрыв вулкана Заварицкого. Внутри вновь образовавшейся кальдеры вулканические извержения продолжают и в наши дни.

Следует отметить, что представления [8] о большой роли в формировании рельефа острова оползневой и обвальной деятельности, по мнению автора, следует признать не вполне обоснованными. В то же время указания на отсутствие следов ледниковой деятельности вполне справедливы.

По данным работ [2, 8], можно прийти к выводу, что вне зависимости от времени образования вулканов острова на первых порах для них характерны излияния лав андезитового — базальтового состава при незначительной роли пирокластического материала в извержениях. Таковы относительно древние вулканы Броутона, Заварицкого, Мильна и современный вулкан Прево. Следующий этап развития вулканов характеризуется их взрывом и образованием кальдер. Далее намечаются два пути их развития. Первый — в кальдере продолжают излияния лав андезитового и андезитобазальтового составов (вулкан Уратман в кальдере Броутона, вулкан Горящая сопка в кальдере вулкана Мильна). Второй путь характеризуется более кислым составом лав, извержения сопровождаются взрывами самих вулканов и значительными выбросами пирокластического материала. Например, при взрыве голоценового вулкана Заварицкого было выброшено значительное количество дацитово-пемзы, покрывающей ныне склоны самого вулкана, перешеек Чикина и другие части острова.

Для изучения современной орогенной структуры и четвертичных тектонических движений о. Симушир в качестве опорной поверхности была избрана абразионная морская терраса оленьего комплекса. Ее исходные уклоны составляют не более 1,5—2°, что существенно меньше таковых, образовавшихся при последовавших тектонических деформациях. Структурная карта этой поверхности позволяет оценить не только элементы современной орогенной структуры, но и величины вертикальных тектонических движений, имевших место после ее выработки (т. е. в конце среднего плейстоцена — голоцена).

В соответствии с методикой, изложенной в работах [5, 6], высотные отметки останцов этой поверхности (см. рис. 1) использованы для построения карты высот опорной поверхности выравнивая (рис. 3). При ее построении определения высот осуществлялись не только прямым измерением, но и экстраполяцией. На перешейке Косточко за высоту опорной поверхности принята высота косточкиной террасы, ниже которой опорная поверхность не может находиться. Надежность определения высот опорной поверхности показана специальными знаками на рис. 3.

На основании анализа высотного положения опорной поверхности современную орогенную структуру о. Симушир можно представить в виде достаточно просто построенной антиклинали северо-восточного простираения, шарнир которой воздымается с юго-запада на северо-восток. Изменения высот антиклинали связаны с достаточно ограниченными по ширине поперечными зонами, к которым приурочены такие крупнейшие вулканические постройки, как вулканы Заварицкого, Мильна и Прево (см. рис. 1, 2). Эти участки мы выделяем как поперечные флексурно-разрывные зоны: Бирюзовую (А), Прево (Б), Мильна (В) и Броутона (Г). Поперечные зоны Бирюзовая и Прево разделяют структуру Симуширской антиклинали на три блока: наиболее опущенный южный, занимающий промежуточное положение срединный и наиболее высоко поднятый северный. Южный блок протягивается от вулкана Мильна до вулкана Заварицкого, срединный занимает перешеек Чикина, а северный располагается между кальдерой Броутона и вулканом Прево. Перепады высот опорной поверхности в Бирюзовой зоне и в зоне поперечных дислокаций Прево достигают 200 м.

Наиболее опущенная южная ступень в структурном отношении является просто по-

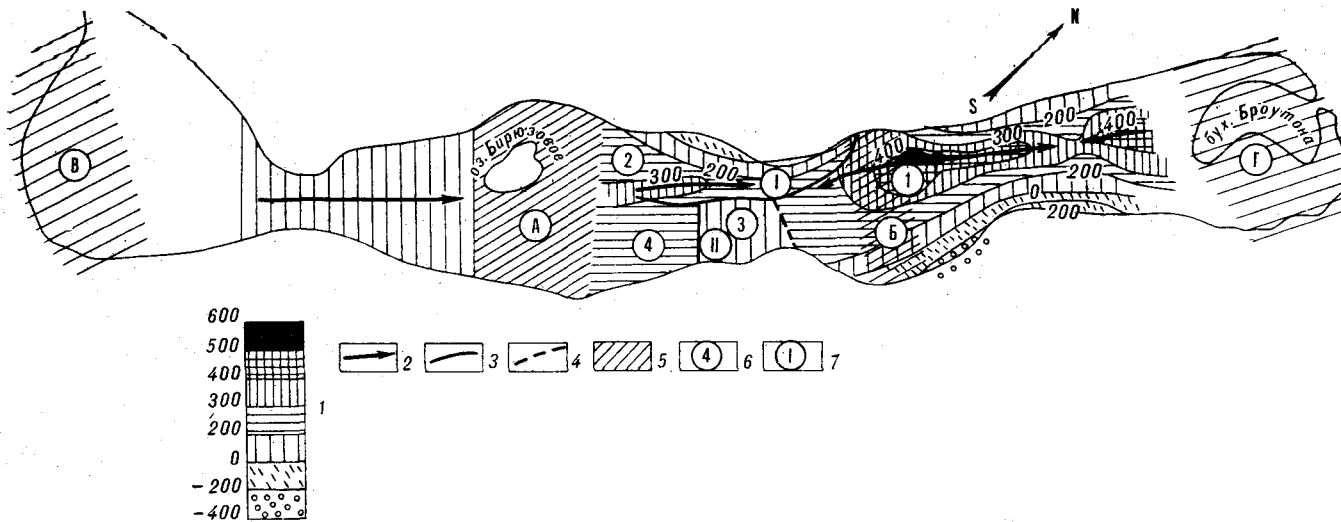


Рис. 3. Структурная карта опорной «оленьей» ( $Q_2^1$ ) поверхности о. Симушир.

1 — ступени высотного положения опорной поверхности; 2 — оси четвертичных антиклиналей; 3, 4 — разломы, активные в четвертичное время; 5 — установленные, 6 — предполагаемые; 7 — поперечные флексурно-разрывные зоны (А — Бирюзовая, Б — Прево, В — Мильна, Г — Броутона); 6 — номера антиклиналей (1 — Оленья, 2 — Чикина, 3 — Косточкина) и блоков (3 — Иканмикотский, 4 — Опасный); 7 — номера разломов (I — Чикин, II — Холодный).

строенной антиклинальной структурой (Косточкина антиклиналь, 5 на рис. 2), в которой опорная поверхность занимает высоты не ниже 50—70 м.

Основу срединного блока составляет Чикинская антиклиналь (2 на рис. 2) северо-восточной ориентировки, на крыльях которой опорная поверхность падает под углом 3—5°. В замке антиклинали терраса оленьего комплекса располагается на высотах 250—300 м. Южное крыло складки осложнено согласным Чикинским разломом (I на рис. 3).

Юго-восточнее располагаются два относительно опущенных блока: Иканмикотский и Опасный (3 и 4 на рис. 2), разделенные Холодным (II на рис. 3) разломом. В пределах этих двух блоков опорная поверхность занимает соответственно высоты 0—200 и 200—300 м над ур. м.

Наконец, северная наиболее поднятая ступень представляет собой Оленью (1 на рис. 2) антиклиналь, простирающуюся в северо-восточных румбах от вулкана Прево на юго-западе до кальдеры Броутона на северо-востоке. В замковой части структуры опорная поверхность поднята до высот 350—500 м, а на крыльях она постепенно погружается в сторону Охотского моря и Тихого океана иногда под углом 10—15° до отметок ниже уровня моря. С минусовыми отметками поверхности в районе бухты Душной связаны аккумулятивные террасы косточкина и брутоновского комплексов. Антиклинальные изгибы террас оленьего и накатоморийского комплексов видны в районе высоты «Голая», где оленья и

накатоморийская террасы падают под углами соответственно 10—15 и 3—6° (рис. 4).

На острове обнаруживаются только два активных в четвертичное время разломов: Чикинский и Холодный (I и II на рис. 3). Первый ограничивает одноименную антиклиналь с юго-востока и устанавливается по смещению на 50—60 м террасы оленьего комплекса (вброшено юго-восточное крыло). Разлом Холодный в юго-восточном направлении протягивается по правому борту одноименной долины. В его северо-восточном крыле на 5—8 м вброшены отложения аккумулятивной косточкиной террасы. Как четкий линеймент

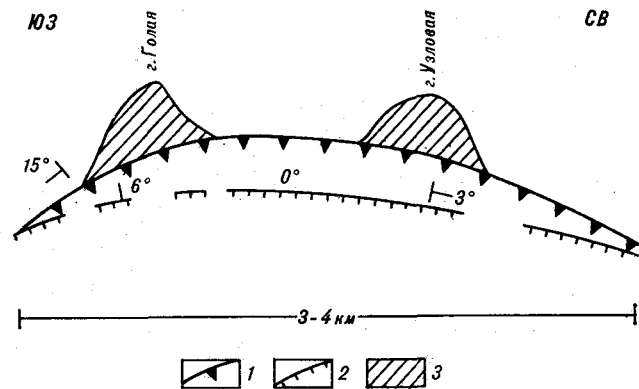


Рис. 4. Антиклинальные деформации террас оленьего и накатоморийского комплексов в районах гор Узловой и Голой (полевая зарисовка).

1, 2 — морские абразионные террасы: 1 — оленьего, 2 — накатоморийского комплексов; 3 — останцы реликтового рельефа «предоледяного» возраста.



разлом прекрасно прослеживается на аэрофотоснимках.

Таковы главные черты современной орогенной структуры о. Симушир. Изложенные материалы свидетельствуют о том, что за среднечетвертично-голоценовое время в районе острова имели место весьма активные тектонические движения, средняя скорость которых достигает 2—3 мм/год. Учитывая колебательный характер вертикальных тектонических движений, отразившийся в смене эпох аккумуляции террас эпохами врезания, можно полагать, что, по крайней мере, для эпох врезания долин эти скорости были значительно больше. Несмотря на колебательный характер движений, общая тенденция состояла в постепенном увеличении высот острова. Суммарная амплитуда тектонических поднятий за среднечетвертично-голоценовое время достигла на севере острова в районе Оленьего хребта 400—500 м, на перешейке Чикина 250—300 м и более чем 70 м на юге, на перешейке Косточко. Надежные сведения об особенностях позднеплейстоценовых и голоценовых деформаций получить трудно из-за того, что исходные уклоны и высоты террас косточкина и броутоновского комплексов по величине сопоставимы с величинами вертикальных поднятий и угловых деформаций. Тем не менее одна особенность террас косточкина и броутоновского комплексов представляет несомненный интерес. Речь идет об изменении их высот по мере приближения к вулканам. Например, высоты косточкиной террасы к вулкану Прево и кальдере Броутона возрастают с 10—15 до 50—100 м. Так как вулкан Прево возник в «броутоновское» время, то эти наклоны террас, безусловно, свидетельствуют об их тектонической природе. Особенно ярко деформации террас косточкина и броутоновского комплексов видны на океанской стороне острова. Например, в бухте Душной террасы косточкина комплекса аккумулятивны и имеют высоту не более 12—15 м. По мере приближения к кальдере Броутона терраса становится покольной (мощность аккумулятивной части 10—15 м) и ее высоты постепенно увеличиваются до 100—120 м. Что касается террас броутоновского комплекса, то в северной части кальдеры в районе мыса Сторожового они покольные, высотой 12—15 м, а к бухте Душной становятся аккумулятивными и их высоты не превышают 2—3 м.

Интересны также различия в строении террас океанской и охотской сторон северной части острова. В интервале кальдера Броутона — вулкан Прево на охотской стороне аккумулятивной террасы косточкина комплекса отсутствуют, в то время как на океанской они широко распространены. Это говорит о формиро-

вании структуры с перекосом в сторону Тихого океана и соответственно с «задирианием» охотского крыла Симуширской складки. Можно полагать, что и остальной части блока, простирающегося на северо-восток вплоть до пролива Крузенштерна, присуща такая асимметрия. По крайней мере, на расположенном северо-восточнее о. Кетой абразионные морские террасы имеют явно юго-восточное падение и их высоты монотонно возрастают по мере приближения к охотскому побережью. В пользу такой трактовки структуры свидетельствует и рельеф морского дна, для которого характерны быстрые увеличения глубин в сторону Охотского моря и значительно более медленное, постепенное углубление с океанской стороны. В принципе, такая асимметричная структура присуща и другим островам Большой Курильской гряды (см. 8 на рис. 1).

## О СЕЙСМИЧЕСКОЙ

### И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ о. СИМУШИР

Курильские острова относятся к районам с повышенной сейсмической и вулканической активностью. Именно в этих местах происходят сильнейшие землетрясения Советского Союза, и здесь же сосредоточено подавляющее большинство вулканов нашей страны.

Район о. Симушир характеризуется земной корой субконтинентального типа весьма малой мощности [41] и аномально повышенным тепловым потоком [4]. Такие условия малоблагоприятны для возникновения сильных тектонических землетрясений непосредственно в земной коре острова, поскольку в ней отсутствуют условия, способствующие накоплению упругих напряжений. Тем не менее это не исключает возникновения вулканических землетрясений и транзитные сейсмические воздействия за счет тектонических землетрясений в глубоководном желобе. Данные об исторических тектонических землетрясениях находятся в хорошем согласии с таким предположением. Сведения К. Дитмара [3] о цунами и землетрясении на о. Симушир в 1853—1854 гг. скорее всего свидетельствуют о транзитном сотрясении за счет сейсмического очага в глубоководном желобе.

Результаты наших исследований, по-видимому, подтверждают представление о преимущественно вулканической природе землетрясений о. Симушир. Действительно, следы 9—10-балльных сотрясений обнаружены здесь только в Оленьем хребте вблизи вулкана Прево и на склоне кальдеры Броутона.

В 2 км северо-восточнее горы Оленья абразионная терраса оленьего комплекса нарушена сейсморвом в коренных породах. Сейсморов

трассируется на протяжении 1—1,5 км и четко дешифрируется на аэрофотоснимках в виде открытой трещины. В 5 км северо-восточнее горы Оленьей часть склона (высота 589 м) сорвана и смещена обвалом в коренных породах. Наконец, на северо-западном склоне п-ова Западная клешня против рейда Водопадный находится крупный цирк голоценового обвала в коренных породах. Здесь из тела древней вулканической постройки кальдеры Броутона вырваны и выброшены в море примерно 0,02—0,03 км<sup>3</sup> коренных эффузивов. Такая приуроченность упомянутых палеосейсмодислокаций к вулканическим очагам делает весьма вероятным предположение, что палеосейсмодислокации Оленьего хребта образовались при извержении вулкана Прево, а обвал на склонах кальдеры Броутона мог возникнуть при взрыве одноименного вулкана, повлекшим за собой образование кальдеры.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных геолого-геоморфологических исследований показали, что о. Симушир является современной активно развивающейся антиклиналью северо-восточного

простираения с более крутым северо-западным крылом и более пологим — юго-восточным. Антиклиналь нарушена четырьмя поперечными флексурно-разрывными зонами, в пределах которых опорная терраса оленьего комплекса достаточно быстро изменяет высоты на 100—200 м. С флексурно-разрывными зонами связаны крупнейшие вулканы острова. Судя по деформациям террас косточкина и броутовского комплексов, для молодых (позднеплейстоцен-голоценовых) тектонических движений характерно значительное увеличение скоростей и амплитуд тектонических поднятий по мере приближения к поперечным флексурно-разрывным зонам и расположенным там вулканам и кальдерам. Другой особенностью молодых движений является отставание в поднятии (и даже прогибание) океанской стороны острова по отношению к охотской. Можно допустить, что первая из перечисленных особенностей вызвана понижением вязкости и более легкой деформируемостью горных масс, прогретых вблизи вулканических очагов. Вторая особенность, по-видимому, является унаследованной, вызванной общей асимметрией тектонических движений в поперечном сечении Симуширской антиклинали.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Веселов О. В., Сычев П. М.* Структура поля тепловых потоков и термодинамические условия земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
2. *Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1967.
3. *Горячев А. В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны.— М.: Наука, 1966.
4. *Камчатка, Курильские и Командорские острова.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1974.
5. *Кучай В. К.* Количественный анализ новейших тектонических движений горных стран.— Геол. и геофиз., 1976, № 8.
6. *Кучай В. К.* Зонный орогенез и сейсмичность.— М.: Наука, 1981.
7. *Мархинин Е. К.* Роль вулканизма в формировании земной коры.— М.: Наука, 1967.
8. *Мелекесцев И. В., Егорова И. А., Лутикина Е. Г.* Внутренний хребет Курильской гряды.— В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1974.
9. *Пискунов В. Н., Сергеев К. Ф.* Неогеновые отложения о. Симушир и некоторые вопросы геологической истории Большой Курильской гряды.— В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса.— Новоалександровск: ДВНЦ АН СССР, 1970. (Тр. ИМГиГ, вып. 25).
10. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
11. *Тузгов И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— М.: Наука, 1975.

ИГиГ СО АН СССР  
Новосибирск

Поступила в редакцию  
12 июня 1984 г.

В. С. Рождественский

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ о. САХАЛИН

Остров Сахалин подразделяется на две поздне меловые структурно-формационные зоны: Западную — миогеосинклиналиную и Восточную — эвгеосинклиналиную. Граница между зонами намечается полосой зеленых и голубых метаморфических сланцев, меланжа и олистостромы. В основании миогеосинклиналиного верхнемелового разреза Западной зоны залегает мощная триас-нижнемеловая толща, сложенная кремнисто-вулканогенными отложениями с линзами известняков и прослоями туфоалевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Верхнемеловые отложения зоны имеют циклическое строение и представлены терригенными морскими, прибрежно-морскими и континентальными образованиями. Палеоген-неогеновые отложения залегают на верхнемеловых с резким разрывом. Литологический комплекс, слагающий Восточно-Сахалинскую зону, представлен чередованием глубоководных песчано-алевролитоглинисто-сланцевых

толщ, включающих олистостромовые горизонты, с кремнисто-вулканогенными толщами. Эвгеосинклиналиный режим сохранился почти до конца позднего мела. Палеоген-неогеновые отложения залегают на меловых с резким структурным несогласием. Офиолитово-голубосланцевый пояс Центрального Сахалина сопоставляется с поясом Камуикотан на о. Хоккайдо. Примерно параллельно меловому и сенон-раннепалеогеновому офиолитово-голубосланцевому поясам Сахалина располагаются разновозрастные пояса гранитоидного магматизма и известково-щелочного вулканизма. Наблюдается последовательная миграция этих поясов на восток в сторону Тихого океана. Этап формирования мезозойских глубинных надвигов, контролирующих размещение офиолитовых поясов, сменился этапом формирования кайнозойских сдвиговых зон. Отмечаются сходные черты геологического строения Сахалина и Береговых хребтов Калифорнии.

## ВВЕДЕНИЕ

Остров Сахалин, представляющий собой северное окончание островной дуги Японских островов, с давних пор привлекал внимание геологов. Существует свыше 10 схем тектонического районирования Сахалина, основанных на положениях классической геосинклиналиной теории [1, 5, 7, 16, 18, 20, 24, 29, 35 и др.]. В последнее время для объяснения происхождения складчатых систем восточной части Азиатского материка, в частности Хоккайдо-Сахалинской, применяются модели тектоники плит [12, 13, 22] и мобилистские модели геосинклиналиного развития, учитывающие широкое развитие шарьяжей и заложение эвгеосинклиналей на коре океанического типа [25—28].

Принципиально важным для понимания структуры Сахалина нам представляется разрешение противоречий, возникших в начальный период изучения геологического строения острова. Первые исследователи Сахалина Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой [37] отмечали непрерывность разреза от верхнего палеозоя до мела смятых в изоклиналиные складки геосинклиналиных образований Восточного Сахалина. И. Б. Плешаков [23] рассматривал кремнисто-вулканогенные отложения Восточно-Сахалинских гор как «экзотические» глыбы

палеозойских образований в верхнемеловом терригенном цементе, т. е. как типичный меланж в современном понимании. Хотя это и кажется странным, наблюдения как Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого, так и И. Б. Плешакова подтверждаются современными исследованиями и должны быть объяснены в рамках единой теории.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ  
ЗОНЫ САХАЛИНА

Системой сближенных глубинных разломов о. Сахалин подразделяется на две мезозойские структурно-формационные зоны: Западную и Восточную, сложенные различными по составу осадочно-вулканогенными формациями триас-мелового возраста (рис. 1).

Резкие различия между литологическими комплексами, слагающими Западно- и Восточно-Сахалинскую зоны, устанавливаются начиная с позднего мела. Верхнемеловые отложения Западной зоны образуют мощный (до 9 тыс. м) комплекс терригенных отложений морского, прибрежно-морского и континентального происхождения и обычно рассматриваются как миогеосинклиналиные. Верхнемеловые

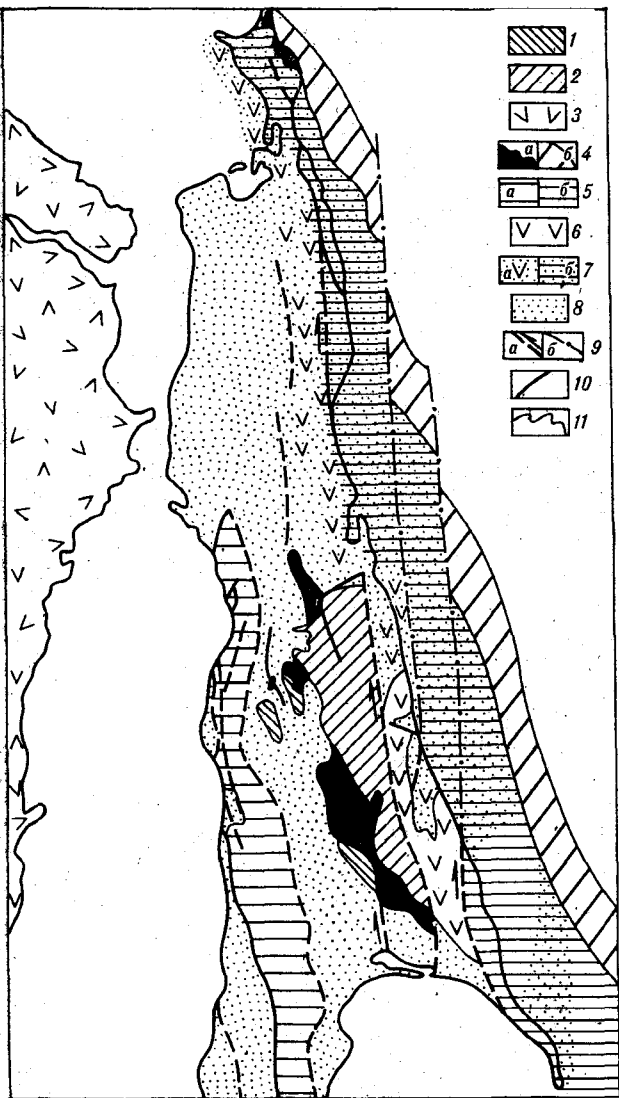


Рис. 1. Структурно-формационные зоны Северного Сахалина.

1 — триас-нижнемеловые отложения Западной зоны (далдаганская серия); 2 — триас-верхнемеловые отложения Восточной зоны; 3 — образования Сихота-Алинского мел-палеогенового вулканического пояса; 4 — офиолито-метаморфические пояса: а — на суше (шовная зона Центрального Сахалина), б — предполагаемые по геофизическим данным под водой и покрывной осадочных отложений; 5 — верхнемеловые терригенные отложения: а — Западно-Сахалинского преддугового прогиба, б — Восточно-Сахалинского преддугового прогиба; 6 — верхнемеловые вулканические отложения (палеовулканическая островная дуга Восточного Сахалина); 7 — верхнемеловые отложения Восточного Сахалина, перекрытые кайнозойскими образованиями: а — вулканические, б — терригенные; 8 — кайнозойские отложения; 9 — глубинные разломы (сдвиги): а — на суше, б — в акватории Охотского моря; 10 — поперечные разломы; 11 — стратиграфические границы.

отложения западной части Восточной зоны представлены переслаиванием терригенных отложений с яшмами, радиоляритами, известняками, эффузивами и туфами основного состава. Они отлагались в глубоководном эвгеосинклинальном прогибе. Эвгеосинклинальный режим сохранился почти до конца позднего мела [24, 27, 29].

В основании миогеосинклинального верхнемелового разреза Западной зоны залегает мощная толща (далдаганская серия), сложенная кремнисто-вулканогенными отложениями с линзами известняков и с прослоями туфоалевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Эффузивы толщи представлены тоleitовыми базальтами, спилитами и трахибазальтами, реже встречаются кератофиры. В кремнистых породах верхней части этой толщи, ранее относимой к палеозою [7], обнаружены альб-сеноманские радиолярии, а в кремнистых породах средней и нижней частей толщи — триасовые и юрские — раннемеловые радиолярии [15, 28].

Примерно на границе раннего и позднего мела в Западно-Сахалинском прогибе происходит смена глубоководных кремнисто-терригенных осадков терригенными мелководными осадками с линзами конгломератов и прослоями известково-щелочных андезитобазальтовых туфов. Аналогичная смена наблюдается в раннем меле в западной части о. Хоккайдо, где кремнисто-вулканогенные отложения группы Сорати (юра — нижний мел) перекрываются, на отдельных участках согласно, терригенными апт-альбскими отложениями группы Нижнее Эдзо [6].

Начиная с сеномана, верхнемеловой разрез Западно-Сахалинского прогиба приобретает циклическое псевдоплатформенное строение. Выделяются три трансгрессивно-регрессивных цикла мощностью от одной до 3 тыс. м каждый (рис. 2).

В северной части Западно-Сахалинских гор в основании циклов залегают угленосные континентальные образования, которые перекрываются прибрежно-морскими песчаниками, последние сменяются более глубоководными аргиллито-алевролитовыми отложениями с многочисленными мергелистыми конкрециями. Примерно на широте мыса Ламанон угленосные континентальные отложения выклиниваются. В южной части Западно-Сахалинских гор те же три цикла выделяются по чередованию прибрежно-морских песчаных и морских аргиллито-алевролитовых толщ.

Пики трансгрессий приходятся на первую половину турона, сантон, поздний кампан. Они хорошо совпадают с максимумами трансгрессий, отмеченными для платформенных осадочных бассейнов в Северной Европе и на западе Северной Америки [38].

Таким образом, цикличность верхнемелового разреза Западно-Сахалинского прогиба, видимо, связана с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и напоминает цикличность осадочных бассейнов платформенного типа (см. рис. 2).

В кайнозое осевая часть Западно-Сахалинского прогиба постепенно смещалась в западном направлении. Палеогеновые отложения за-

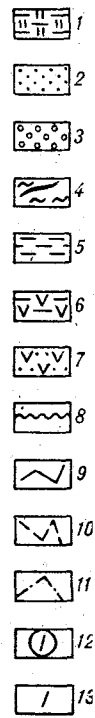
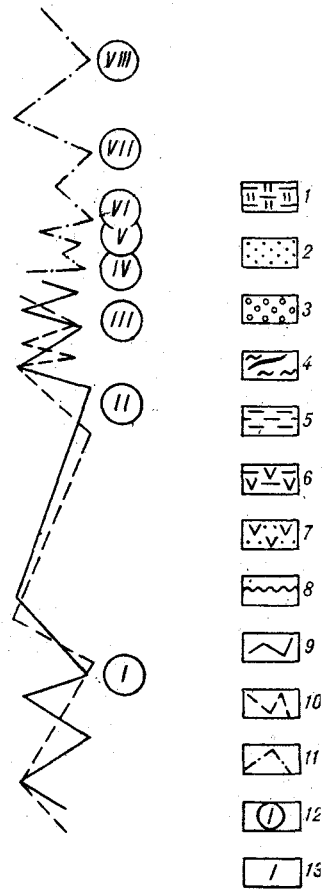
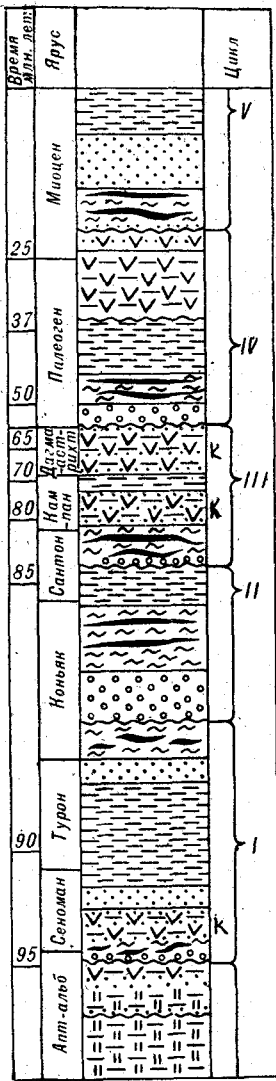


Рис. 2. Седиментационные циклы Западно-Сахалинского прогиба.

Отложения, выполняющие Западно-Сахалинский прогиб: 1 — глубоководно-морские кремнисто-вулканогенно-терригенные; 2 — прибрежно-морские песчано-алевролитовые; 3 — прибрежно-морские и континентальные конгломерато-гравелитопесчаные; 4 — континентальные угленосные; 5 — морские алевролит-аргиллитовые; 6 — прибрежно-морские вулканогенно-кремнисто-терригенные; 7 — континентальные терригенно-вулканогенные; 8 — несогласия и стратиграфические перерывы. Эвстатические кривые для фанерозоя, по Э. Халлем [38], Вайл и др. [42]: 9 — для Северной Европы, 10 — для Западного внутреннего бассейна США, 11 — общемировые (для кайнозоя); 12 — основные пики общемировых трансгрессий; 13 — пики Сахалинских трансгрессий.

легают на верхнемеловых с резким размывом, местами с незначительным угловым несогласием. Палеоген-неогеновые отложения образуют два трансгрессивно-регрессивных цикла. Эти циклы в нижней части так же, как и верхнемеловые, сложены переслаиванием угленосных континентальных, прибрежно-морских и морских терригенных отложений. В отличие от верхнемеловых, кайнозойские циклы в верхней своей части включают мощные толщи осадочно-

вулканогенных отложений и покровы базальтов и андезитобазальтов.

Максимальные трансгрессии происходят в олигоцене, раннем и позднем миоцене и не совпадают с пиками глобальных трансгрессий [38, 42], связанных с эвстатическими колебаниями уровня моря. Осадконакопление в кайнозойском прогибе определялось конседиментационными движениями блоков земной коры [30].

Мощная толща верхнемеловых и тектонических отложений, выполняющая Западно-Сахалинский прогиб, приобрела складчатую структуру в основном в результате тектонических движений, происходивших в плиоцен-раннечетвертичное время [33]. Некоторое усложнение структуры более древних отложений обусловлено конседиментационными тектоническими движениями [30] и наличием несогласий в основании трансгрессивно-регрессивных циклов [7].

Природа основания Западно-Сахалинского прогиба остается неясной. Далдаганская толща, возможно, отлагалась на меланократовом фундаменте, о строении которого можно судить по составу серпентинитового меланжа. Выходы его приурочены к тектонической границе Западно- и Восточно-Сахалинской зон.

Меланж содержит полный набор пород альпийской офиолитовой ассоциации, сопоставляемой многими геологами с разрезом океанической коры, и состоит из бескорневых глыб серпентинизированных перидотитов (гардбургитов), дунитов, амфиболитов, габбро, плагиогранитов, спилитов, базальтов, диабазов, яшм, известняков, зеленых и голубых сланцев, эклогитов, кварцитов, песчаников и алевролитов. Присутствуют также блоки монзонитов, эссексит-диабазов, сиенитов, щелочных гипербазитов, происхождение которых остается не совсем ясным.

В основании литолого-стратиграфического разреза Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоны залегают отложения остринской свиты, на Южном Сахалине — новиковской свиты, представленные граувакковыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, с редкими прослоями вулканогенно-кремнисто-известкового состава (толеитовые базальты, спилиты, трахибазальты, яшмы, окремненные известняки) мощностью 50—100, реже до 300—450 м. Преобладают граувакки и рассланцованные алевролиты, образующие пачки мощностью 500—600 м. В яшмах верхней части остринской свиты встречены меловые (неоком — сеноман), а в новиковской свите — раннемеловые, юрские и триасовые радиолярии [28], в линзах известняков отмечаются позднеюрские — раннемеловые шестилучевые кораллы и рудисты [17].

Терригенная толща с прослоями вулканогенно-кремнисто-известковых горизонтов перекры-

вается толщей песчаников и алевролитов с градиционной слоистостью, характерной для осадков мутьевых потоков (нижнехойская подсвита).

Толща песчаников и алевролитов постепенно сменяется толщей глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов с многочисленными линзами и глыбами (типа олистолистов) известняков, яшм, основных эффузивов и туфов (верхнехойская подсвита). В центральной части Восточно-Сахалинских гор эта олистостромовая толща содержит также глыбы амфиболитов, габброидов, серпентинитов. В олистолитах известняков обнаружены средне- и позднепалеозойские формы брахиопод, фораминифер, водорослей [7], а в глинисто-кремнистом цементе — альб-сеноманские радиолярии [28].

Отложения остринской и хойской свит смяты в узкие, сжатые, опрокинутые на северо-восток, изоклиналильные складки, рассеченные надвигами, и соприкасаются по тектоническим контактам с верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными и терригенными отложениями, сложенными эффузивами и туфами основного состава, кератофирами, яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, содержащими кампанские радиолярии и фораминиферы (богатинская и ракутинская свиты). Выше залегают терригенная толща (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы), местами переходящая в олистостром с олистолитами яшм, известняков, эффузивов и туфов, охарактеризованная фауной позднекампанских иноцерамов и маастрихтских радиолярий (березовская свита).

В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор березовская свита по тектоническому контакту соприкасается с вулканогенной толщей (учирская свита) островодужного типа повышенной щелочности, сложенной в основном трахиандезитами [8]. На п-ове Терпения развит кампан-датский комплекс прибрежно-морских и континентальных терригенных отложений, местами с тонкими (до 0,6 м) прослоями каменных углей [7].

Таким образом, в конце позднего мела в пределах Восточной зоны происходит смена глубоководных кремнисто-вулканогенных отложений с прослоями океанических базальтов прибрежно-морскими терригенными и островодужными образованиями, завершающими геосинклинальный этап развития Восточной зоны. Позднемеловые тектонические движения сопровождались внедрением орогенной интрузивной серии габброидов, диоритов, гранитоидов. Выше верхнемеловых образований со структурным несогласием залегают верхнепалеоген-неогеновые отложения, выполняющие наложенные впадины.

Литологические комплексы, сформировавшиеся в Западно-Сахалинском и Восточно-Сахалинском прогибах, разделены шовной зоной очень сложного строения. К этой зоне приурочены выходы серпентинитового меланжа, альб-сеноманской олистостромы и пояс зелено- и голубосланцевого метаморфизма, наложенного на эвгеосинклинальные образования обоих прогибов.

Шовная зона сильно переработана кайнозойскими тектоническими движениями, однако на ряде участков в северо-западной части Восточно-Сахалинских гор можно наблюдать надвиги далдаганской толщи на тонкоплойчатые метаморфические сланцы. Образование надвигов (судя по возрасту олистостромы) происходило в альб-сеномане. Глубоководный эвгеосинклинальный прогиб в процессе надвигания Западной зоны на Восточную, видимо, отступал в восточном направлении.

Между метаморфическими сланцами шовной зоны и слабо метаморфизованными отложениями далдаганской, остринской и хойской толщ повсюду наблюдаются переходные полосы сильно рассланцованных пород [7, 27, 29]. Степень метаморфизма постепенно меняется от цеолитовой и пумпеллитовой в слабо измененных породах до зелено- и голубосланцевой в породах метаморфического пояса, содержащих минералы-индикаторы высокого давления: глаукофан, лавсонит, арагонит, жадеит.

Абсолютный возраст (калий-аргоновый метод) амфибола из диаллагового горнблендита и диабазы, залегающих среди серпентинитов, определяется в 206—178, а эклогита в 133 млн лет [11]. Эти определения позволяют, видимо, судить о возрасте метаморфизма офиолитов Центрально-Сахалинского пояса. Определения абсолютного возраста метаморфических сланцев (калий-аргоновый метод) дают две группы дат: около 100 млн лет (амфиболиты, зеленые и голубые сланцы) и 55—77 млн лет (хлорит-серицит-альбитовые сланцы) [10, 11]. Возраст образцов метаморфических сланцев, определенный рубидий-стронциевым методом (60,6 млн лет в Сусунайском хребте и 94,1 млн лет в Восточно-Сахалинских горах), примерно совпадает с этими датами [9]. Среднемеловой (около 100 млн лет) метаморфизм, видимо, обусловлен надвигообразованием и глубоким погружением эвгеосинклинальных толщ. Позднемеловой — раннепалеогеновый (55—77 млн лет) метаморфизм, видимо, связан с общим подъемом геотермического градиента и внедрением гранитов [10] в осевой зоне орогенного поднятия, возникшего в конце мела — раннем палеогене на площади Восточной зоны. Судя по возрасту микрофауны, радиолярий из кремнистых пород метаморфи-

ческой толщи, метаморфизму подверглись триасовые, юрские — раннемеловые и даже позднемеловые образования [28].

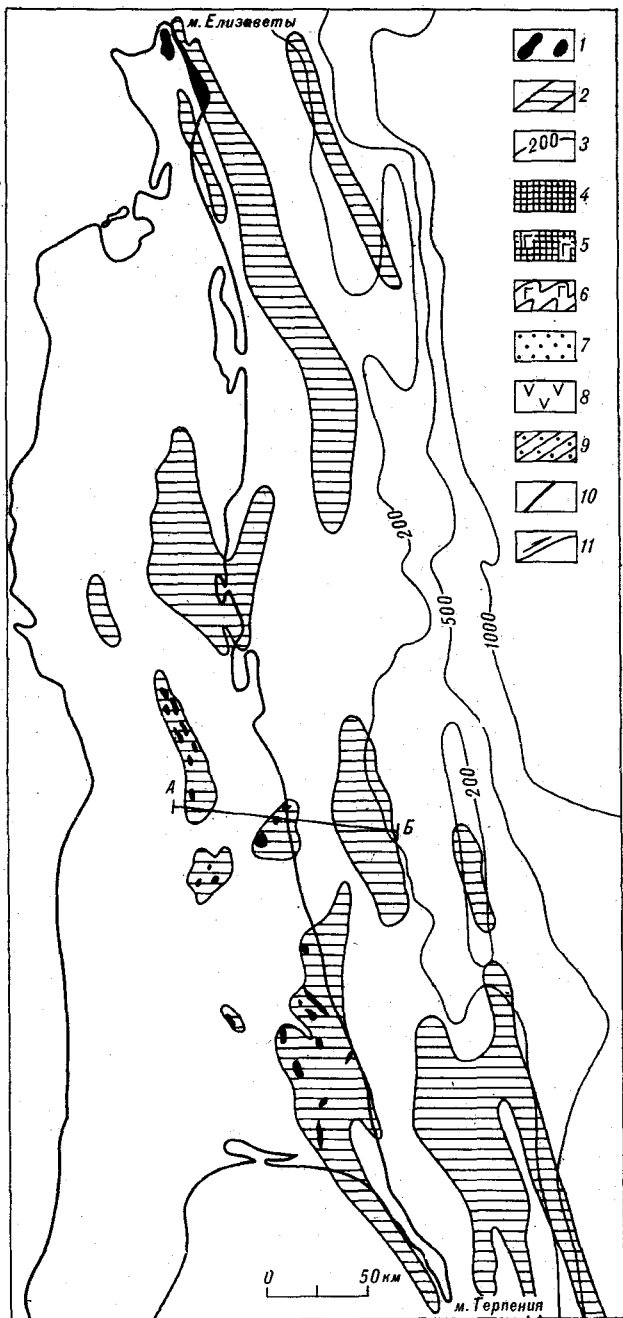
### ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ САХАЛИНА

Пояс серпентинитового меланжа, зелено- и голубосланцевого метаморфизма Центрального Сахалина является северным продолжением такого же пояса с абсолютным возрастом 109—120 млн лет (здесь и далее данные калий-аргонового метода) зоны Камуикотан на о. Хоккайдо [40]. Этому поясу соответствует примерно одновозрастный пояс гранитоидов с абсолютным возрастом 110—120 млн лет и высокотемпературного метаморфизма Юго-Западного Хоккайдо [40], а также островодужный пояс мезозойских гранитоидов, диорит-монцититовых интрузивов, щелочного и известково-щелочного вулканизма [12, 22].

Таким образом, в конце раннего и начале позднего мела для Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо намечается следующая палеотектоническая зональность: 1. Вулканическая дуга Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Хоккайдо. 2. Хоккайдо-Сахалинский преддуговой прогиб (миогесосинклиальная зона). 3. Камуикотан-Вальзинское геосинклиальное поднятие (невулканическая островная дуга). 4. Глубоководный желоб, видимо переходящий в восточном направлении в краевое море (эвгесосинклиальная зона).

Второй пояс офиолитов и глаукофансодержащих пород обнажается в восточном хребте п-ова Шмидта, где наблюдается надвиг офиолитов на сеноман-туронские туфогенно-терригенные флишевые отложения. Основная часть этого пояса скрыта под водами Охотского моря и кайнозойскими отложениями. Его положение намечается по непрерывной цепочке интенсивных положительных магнитных и гравитационных аномалий, протягивающейся вдоль шельфа Северо-Восточного Сахалина от п-ова Шмидта до Южно-Охотской глубоководной впадины (рис. 3). Абсолютный возраст плагиогранитов пояса — 87 млн лет [25]. Этот возраст подтверждается сборами микрофауны альб-сеноманских радиолярий из яшм кремнисто-эффузивной толщи офиолитовой ассоциации п-ова Шмидта.

Восточно-Сахалинскому поясу офиолитов по возрасту соответствуют Сихотэ-Алинский отрезок Восточно-Азиатского континентального



М 1:10 000 000

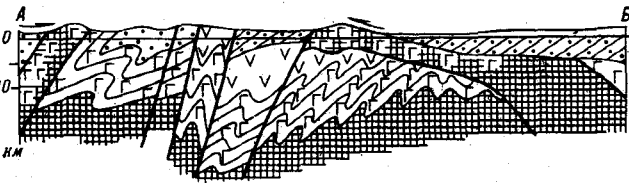


Рис. 3. Офиолитовые пояса Северного Сахалина.

1 — серпентиниты, перидотиты, дуниты, габброиды; 2 — положительные магнитные аномалии; 3 — изобаты и их отметки; 4 — меланократовый фундамент (зеленые сланцы, амфиболиты, габброиды, серпентиниты, перидотиты); 5 — серпентинитовый меланж; 6 — триас-меловые кремнисто-вулкано-генно-граувакковые отложения; 7 — меловые песчано-алевролитоглинисто-сланцевые отложения; 8 — верхнемеловые крем-

нисто-вулканогенные и флишеидные песчано-алевролитовые отложения; 9 — неоген; 10 — разломы; 11 — направление движения меланжа вдоль зон глубинных надвигов.

вулканоплутонического пояса с абсолютным возрастом вулканитов 84—85 млн лет [14] и островодужный пояс позднемеловых трахиандезитов и андезитов Восточного Сахалина.

С островодужными эффузивами ассоциирует комплекс позднемеловых орогенных интрузивов, включающий диориты, габброиды, а также комплекс расслоенных габбро-норит-гипербазитов.

Ритмичное, стратиформное строение массивов, их изометричная, куполовидная форма, отсутствие метаморфических перидотитов не позволяют относить эти массивы к альпинотипной офиолитовой ассоциации. Судя по абсолютному возрасту интрузивных пород, составляющему  $140 \pm 12$ ,  $94 \pm 10$  млн лет [34], эти массивы возникли в конце поздней юры — раннем мелу в стадию, предшествующую формированию позднемеловой островной дуги Восточного Сахалина. На Хоккайдо, в зоне Хидака, эрозионный срез позднемеловой островной дуги значительно глубже. Здесь обнажается гнейсов-мигматитовый пояс, прорванный интрузивами позднемеловых габброидов, расслоенных базит-гипербазитов и палеогеновых гранитоидов с абсолютным возрастом 30—40 млн лет [6].

На площади Северного Сахалина наблюдается резкое сближение Сахалино-Хоккайдинского островодужного и Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканоплутонических поясов. Андезит-базальты, вскрытые буровыми скважинами под покровом осадочных кайнозойских отложений на северо-западе Сахалина, имеют абсолютный возраст 44—72 млн лет, на северо-востоке (вблизи г. Охи) — 72—75 млн лет, а трахиандезиты п-ва Шмидта — 52—99 млн лет [5].

Для конца позднего мела — раннего палеогена для Сихотэ-Алия, Сахалина и Хоккайдо можно наметить следующую палеотектоническую зональность (см. рис. 1).

1. Сихотэ-Алинский отрезок Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса, сложенный субаэральными андезитобазальтовыми и риолитовыми верхнемеловыми — палеогеновыми формациями, прорванными интрузивами меловых — палеогеновых гранитоидов и монцониоидов.

2. Прогиб, отвечающий, видимо, краевому морю, разделявшему окраинно-материковый вулканический пояс и Сахалино-Хоккайдинскую островную дугу.

3. Сахалино-Хоккайдинская островная дуга.

4. Прогиб (кампан — дат) Северо-Восточного Сахалина, вероятно соответствующий террасе, расположенной между вулканической дугой Северо-Восточного Сахалина и глубоководным желобом.

5. Пояс позднемезозойских офиолитов на

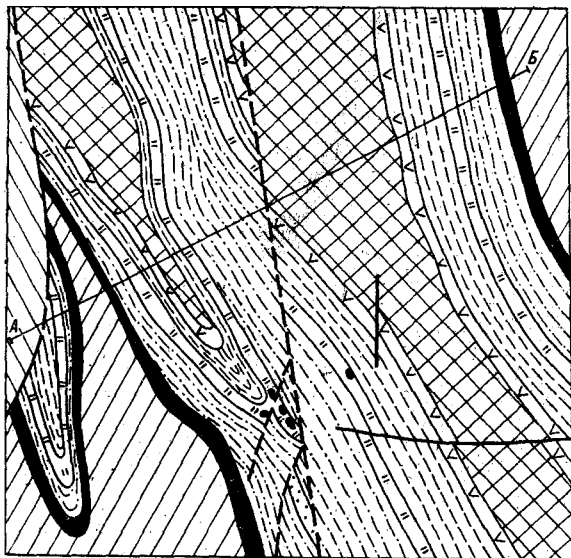
шельфе Северо-Восточного Сахалина, видимо отмечающий положение глубоководного желоба в конце позднего мела.

## ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ САХАЛИНА

Наблюдается закономерная миграция в сторону Тихого океана мезозойских офиолито-глубосланцевых поясов Сахалина и Хоккайдо и синхронных с ними поясов гранитоидного магматизма, высокотемпературного метаморфизма и известково-щелочного вулканизма. Впервые подобная миграция метаморфических поясов была установлена в Юго-Западной Японии [21]. В настоящее время она объясняется с позиций тектоники плит. Предполагается, что глубинные надвиги, маркируемые полосами меланжа и глаукофанового метаморфизма, соответствуют палеозонам Беньюфа, вдоль которых происходило поддвижение (субдукция) океанической коры под континентальную. Вдоль зоны надвигов обычно выделяются призмы меланжа, представляющие собой тектонически перемешанные в процессе субдукции образования преддуговых прогибов и океанической плиты. Офиолитовые ассоциации из зон меланжа Сахалина и Хоккайдо имеют определенное сходство с океанической корой [25, 26]. В то же время в них отсутствуют комплексы параллельных даек диабазов, сравнимые с комплексами даек срединно-океанических хребтов, а плагиограниты распространены. Отнесение эвгеосинклинальных толщ Восточного Сахалина к субдукционному меланжу [22] неправомерно, так как на Сахалине обычно наблюдаются стратиграфические контакты между глубоководными кремнисто-вулканогенными и терригенными пачками [32] как в пределах Западной зоны, где триас-раннемеловая далдаганская кремнисто-вулканогенная толща согласно перекрывается верхнемеловой терригенной толщей, так и в пределах Восточной зоны, где терригенные пачки переслаиваются с кремнисто-вулканогенными и совместно с ними смяты в изоклинальные складки (рис. 4).

Эвгеосинклинальные толщ Сахалина не являются океаническими и, вероятно, возникли в сравнительно узких мезозойских рифтоподобных бассейнах, разграниченных массивами континентальной сиалической коры палеозойского возраста [4]. Об этом свидетельствуют присутствие в мезозойских эвгеосинклинальных отложениях «экзотических» блоков пород, охарактеризованных средне- и позднепалеозойской фауной, огромные (до 15 тыс. м) мощности слоистых, стратифицированных эвгеосин-





РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б

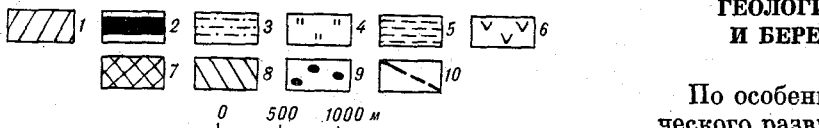
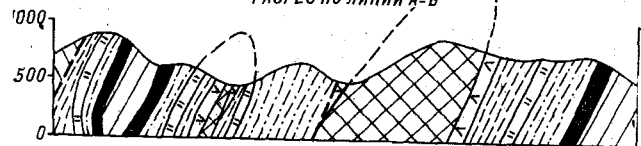


Рис. 4. Геологическая карта бассейна р. Острой (пример структурного рисунка изоклинальной складчатости триас-меловых отложений Восточно-Сахалинской зоны).

1 — хойская свита (граувакки, алевролиты, глинистые сланцы); остринская свита: 2 — спилиты, диабазы, базальты, туфы с линзами яшм и кремней; 3 — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, граувакки; 4 — радиолариты, яшмы, известняки; 5 — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты; 6 — спилиты, диабазы, базальты, туфы с линзами яшм и кремней; 7 — граувакки, алевролиты, глинистые сланцы; 8 — альб-сеноманский олистостром; 9 — рудопроявления ртути; 10 — разрывы.

клинальных отложений, преобладание в разрезе Восточной зоны песчано-алевролитовых толщ, среди которых значительное место занимают аркозовые песчаники с зернами калиевых полевых шпатов, присутствие в меланже глыб щелочных гипербазитов (керсутитовых оливинитов с апатитом и с содержанием окиси титана до 10%), присутствие в разрезе эвгеосинклинальных толщ щелочных эффузивов, прорванных массивами мондонитов, эссекит-диабазов, сиенитов.

Современными аналогами подобных эвгеосинклинальных прогибов прошлого, видимо, могут быть глубоководные краевые моря спредингового типа, развивавшиеся одновременно и сопряженно с мелководными шельфовыми морями, современными аналогами миеосинклинальных прогибов.

Мощные эвгеосинклинальные толщи, выполнившие западную часть Восточно-Сахалинского прогиба, вероятно, были вовлечены в альб-сеноманскую зону поддвижения. Их метаморфизм и последующее «всплытие» в позднем мелу — раннем палеогене привели к образованию в центральной части Сахалина метаморфического пояса, в пределах которого на метаморфизм высокого давления и низкой температуры, с абсолютным возрастом около 100 млн лет, наложен метаморфизм, вероятно, связанный с позднемеловым — раннепалеогеновым орогенезом.

Образование необычных для Сахалина надвигов, имеющих восточное падение (см. рис. 3), возможно, было вызвано столкновением Хоккайдо-Сахалинской островной дуги с Охотоморским средним массивом, вызвавшим позднемеловой — раннепалеогеновый орогенез и приращение Сахалина и Охотии к матерiku Евразии. В позднем олигоцене произошла очередная миграция островных дуг, занявших положение, близкое к современному.

#### О СХОДСТВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ САХАЛИНА И БЕРЕГОВЫХ ХРЕБТОВ КАЛИФОРНИИ

По особенностям строения и истории геологического развития мезозойские геосинклинальные прогибы Сахалина и Хоккайдо обнаруживают определенное сходство с другими мезозойскими геосинклинальными прогибами Тихоокеанского тектонического пояса [19, 24, 29]. Особенно интересно большое сходство между Сахалином и Береговыми хребтами Калифорнии [24, 29]. Гомологом Западно-Сахалинского прогиба является прогиб Большой Долины [19, 24], а Восточно-Сахалинского — Францисканский прогиб. Прогибы выполнены литологически однотипными и близкими по возрасту толщами, вмещающими сходные комплексы полезных ископаемых. Литолого-стратиграфические разрезы кайнозойских впадин тоже очень сходны. Для обоих регионов характерны месторождения нефти и газа в позднемелово-палеогеновых кремнисто-терригенных толщах, месторождения марганца в мезозойских кремнистых породах и месторождения ртути в серпентинитах, листовенитах, реже в мезозойских эффузивах, яшмах и граувакках.

Объяснение происхождения Восточно-Сахалинского комплекса осадков, как и францисканского комплекса Калифорнии, сопряжено со значительными трудностями. Как уже отмечалось, присутствие мощных слоистых толщ, слагающих крупные блоки длиной по простиранию до 25—30 км (см. рис. 4) — в Северной Калифорнии такие блоки отмечаются М. К. Блейком

и Д. Л. Джином [3], — противоречит взглядам Л. М. Парфенова [22], К. Сю [36] и других геологов, относящих эти образования к субдукционному меланжу океанического происхождения. По нашему мнению, на Сахалине в зоны поддвига были вовлечены отложения глубоководных краевых морей спредингового типа.

Этап формирования мезозойских глубинных надвигов как в Береговых хребтах Калифорнии, так и на Сахалине сменился этапом формирования кайнозойских сдвиговых зон [2, 31]. Однако причины, вызвавшие сдвиговые движения, были различными. В Калифорнии гигантский правосторонний сдвиг Сан-Андреас рассматривается в настоящее время как трансформный разлом типа хребет — хребет, протягивающийся между океаническими спрединговыми хребтами Горда и Хуан-де-Фука на севере и Восточно-Тихоокеанским хребтом на юге [39].

На Сахалине формирование кайнозойских правосторонних сдвигов, видимо, было обусловлено синхронными растяжениями земной коры в районах Южно-Охотской глубоководной котловины, Татарского пролива и впадины Дерюгина [31].

#### КАЙНОЗОЙСКАЯ СДВИГОВАЯ ТЕКТНИКА САХАЛИНА

Складчатые и разрывные структуры Сахалина, сформированные во время мезозойского и позднемелового — раннепалеогенового этапов диастрофизма, были сильно переработаны кайнозойскими тектоническими движениями. Вновь возникшая система кайнозойских горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных впадин тесно связана в своем развитии с зонами растяжения и сжатия субмеридиональных правосторонних сдвигов. Амплитуда правосдвигового смещения, определенная по смещению пояса метаморфических сланцев, достигает в Восточно-Сахалинских горах 25 км (см. рис. 1). По миоценовым отложениям смещение значительно меньше и достигает на п-ове Шмидта 5—7 км [31].

Субмеридиональные сдвиги сопровождаются системами эшелонированных складок с северо-западным простиранием осей, в расположении которых обычно наблюдается правая кулистность. Вдоль разломов северо-западного простирания, ограничивающих горст-антиклинальные поднятия, наблюдаются взбросы и надвиги мезозойских отложений на кайнозойские, последние смяты в узкие, шириной 0,2—0,5 км, сжатые, иногда опрокинутые складки. Вдоль подобных приразломных зон смятия, шириной от 1—2 до 5—6 км, даже плиоценовые отложения часто имеют вертикальное или опрокинутое залегание. Вдоль разломов северо-восточного и

субмеридионального простирания отмечаются грабен-синклинальные зоны, в центральных частях которых плиоценовые отложения имеют пологое залегание и перекрываются раннечетвертичными.

Сжатие в направлении с северо-востока на юго-запад, обусловившее образование субмеридиальных правосторонних сдвигов, надвигов северо-западного и сбросов северо-восточного простирания, сменилось в конце плиоцена субширотным сжатием, вызвавшим трансформацию субмеридиальных сдвигов во взбросы и образование незначительных, с амплитудой смещения до 2 км, левых сдвигов северо-западного и правых сдвигов северо-восточного простирания, смещающих все ранее образованные разломы и складки.

Формирование складчатых и разрывных структур, обусловленное субширотным сжатием, продолжается в настоящее время. Об этом свидетельствуют совпадение в ряде случаев горных хребтов с горст-антиклинальными поднятиями, хорошая выраженность разломов в рельефе в виде прямолинейных тектонических уступов, валов и рытвин, смещения вдоль разломов четвертичных отложений и речных русел, повышенная сейсмичность с интенсивностью отдельных землетрясений до 7—8 баллов по 12-балльной шкале.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для объяснения происхождения складчатой системы Сахалина кратко охарактеризованы геологические ситуации и признаки (парные метаморфические пояса, палеоостровные дуги, преддуговые прогибы, офиолитовые пояса, меланж и др.), позволяющие определить границы и направления движений плит в прошлые геологические эпохи. В то же время некоторые особенности геологического строения Сахалина противоречат отдельным положениям «классической» концепции тектоники плит, использованным некоторыми геологами для объяснения формирования структуры Сахалина.

Субмеридиальное простирание мезозойских метаморфических и офиолитовых поясов Сахалина и Хоккайдо и их миграция в восточном направлении трудно совместимы с движением мезозойской плиты Кула в северном направлении [22, 41].

Многие геологи, сторонники тектоники плит, отрицают реальность существования эвгеосинклинальных прогибов и рассматривают эвгеосинклинальные структурно-формационные зоны как аккреционные клинья океанической коры. В связи с присутствием слоистых стратифицированных толщ Восточную структурно-формационную зону Сахалина вряд ли можно считать полосой субдукционного меланжа, сорванного

с конвейера океанической плиты [22]. Более вероятно раздавливание и смятие в складки, частичное затягивание в зону поддвига осадков, выполнявших краевое море.

Далеко не всегда серпентизированные гипербазиты можно рассматривать как тектонические пластины в зонах меланжа или олистолиты. В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор они слагают секущие трубообразные тела и куполовидные массивы, происхождение которых легче объяснить интрузивным внедрением гипербазитов. Такое внедрение ритмично-расчлененных таббро-норит-пироксенит-перидотитовых массивов, возможно, предшествовало остро-

водужной стадии развития Восточного Сахалина.

Позднеолигоцен-миоценовые известково-щелочные вулканиты Западного Сахалина, которые многие геологи рассматривают как островодужные [13], не сопровождаются разновозрастными зонами субдукции океанической коры.

При детальном изучении складчатых систем подобные вопросы возникают и для других районов Тихоокеанского тектонического пояса. Ответы на них необходимы для понимания сущности тектонических процессов, происходящих на границе Азиатского континента и Тихого океана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеевич С. Н., Гальцев-Безюк С. Д. и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Л., 1963 (Тр. ВНИГРИ, вып. 217).
2. Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3, 4.
3. Блейк М. К., Джонс Д. Л. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии.— Геотектоника, 1974, № 6.
4. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Палеозойско-мезозойские рифтоподобные комплексы Сахалина и некоторые особенности его тектонического развития.— В кн.: Восточно-Азиатская островная система. Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978.
5. Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Тектоника Сахалина.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
6. Геологическое развитие Японских островов.— М.: Мир, 1968.
7. Геология СССР. Т. 33, ч. I. Остров Сахалин.— М.: Недра, 1970.
8. Гранник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор.— М.: Наука, 1978.
9. Гнибиденко Г. С., Сайто К. и др. О возрасте и происхождении пород фундамента острова Сахалин.— В кн.: Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование.— Южно-Сахалинск, 1975.
10. Добрецов Н. Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления.— Геол. и геофиз., 1969, № 12.
11. Егоров А. Е. О возрасте метаморфического комплекса Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы Сахалина. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1969.
12. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.
13. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику.— М.: Недра, 1979.
14. Иванов В. С., Бурьянова И. З. и др. Гранитоиды и монцититоиды рудных районов Приморья.— М.: Наука, 1980.
15. Казинцова Л. И., Рождественский В. С. Нижнемеловые отложения Таулан-Армадунской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор.— Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
16. Капица А. А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963 (Тр. ВНИГРИ, вып. 224).
17. Краснов Е. В., Савицкий В. О. Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3.
18. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1965.
19. Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.— М.: Наука, 1973 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 244).
20. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене.— М.: Наука, 1970.
21. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса.— М.: Мир, 1976.
22. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии.— Новосибирск: Наука, 1984.
23. Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина.— Л.: Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., 1956, вып. 99.
24. Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
25. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов п-ова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2.
26. Разницын Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор.— Геотектоника, 1978, № 2.
27. Рихтер А. В. Строение, возраст и структурное положение метаморфических толщ Сахалина.— Геотектоника, 1984, № 6.
28. Рихтер А. В., Брагин Н. Ю. Строение и возраст вулканогенно-кремнистых образований о. Сахалин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12.
29. Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина.— Геол. и геофиз., 1966, № 3.
30. Рождественский В. С. О конседиментационных тектонических движениях на рубеже мела и палеогена на Юго-Западном Сахалине.— Геол. и геофиз., 1976, № 11.
31. Рождественский В. С. Роль сдвигов в структуре Сахалина.— Геотектоника, 1982, № 4.
32. Рождественский В. С. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор.— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
33. Сергеев К. Ф. О тектонической природе поднятия

- Западно-Сахалинских гор.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
34. *Слодкевич В. В., Леснов Ф. П.* Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин).— Новосибирск: Наука, 1976 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 305).
35. *Смехов Е. М.* Геологическое строение о. Сахалин и его нефтегазоносность.— М.— Л.: Гостехиздат, 1953.
36. *Сю К.* Развитие Береговых хребтов Калифорнии в мезозое.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
37. *Тихонович Н. Н., Полевой П. И.* Геоморфологический очерк Русского Сахалина.— Тр. Геологического комитета, 1915, вып. 190.
38. *Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность.— М.: Мир, 1983.
39. *Atwater T. M.* Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of the western North America.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81.
40. *Okada K.* Migration of ancient arc-trench systems.— In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Madison, 1972.
41. *Uyeda S., Miyashiro A.* Plate Tectonics and Japanese Islands: A Synthesis.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 75, N 7.
42. *Vail P. R. et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level.— In Payton C. E. ed., Stratigraphic interpretation of seismic data. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, N 26.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
28 мая 1985 г.

УДК 550.837.211(571.64)

*В. М. Никифоров, И. М. Альперович, А. И. Гаврилов,  
В. Э. Кононов, В. В. Харахинов, Ю. Г. Слуднев*

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

(по данным МТЗ)

По результатам магнитотеллурических зондирований в осадочной толще Северного Сахалина выделены снизу вверх два комплекса отложений — анизотропный и изотропный, отличающиеся характером электропроводности и типом емкостного пространства, заполненного флюидом. Границы комплексов, их пространственное и возрастное положение определяются термодина-

Для изучения осадочной толщи Северного Сахалина применяется метод магнитотеллурического зондирования [2, 3]. В последние годы в результате сгущения сети наблюдений и внедрения машинной обработки материалов и более совершенных методов интерпретации [4] получены новые сведения о строении крупных электрических неоднородностей осадочной толщи, имеющие важное нефтегеологическое значение.

### ОСНОВНЫЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Как известно, при магнитотеллурических зондированиях электропроводность отложений изучают в двух взаимно пересекающихся направлениях, обычно совпадающих и перпендикулярных простиранию основных структурных элементов, что позволяет делать выводы о степени однородности электрических свойств среды. Для значительной части территории Северного Сахалина отмечено расхождение продольных (вдоль складчатости) и поперечных кривых МТЗ в интервале периодов, характеризующем нижние горизонты осадочной толщи. При этом значения сопротивлений на продольных кривых в большинстве случаев значительно выше, чем для тех же периодов на поперечных кривых. Такое соотношение, как показали расчеты [4], нельзя объяснить региональными гальваническим (для поперечных кривых) или индукционным (для продольных кривых) эффектами или только различным проявлением на продольных и поперечных кри-

мическими условиями недр и, в частности, влиянием глубинного тепла, проводником которого являются крупные коромантийные разломы.

Произведено районирование основания изотропной толщи по электрическим свойствам. Особенности строения осадочной толщи показаны на ряде субширотных геолого-геофизических разрезов.

вых проводящих зон в земной коре и верхней мантии.

Основной причиной, обусловившей полученное при работах МТЗ соотношение кривых, является, судя по имеющимся геолого-геофизическим материалам, различный характер электропроводности в верхней и нижней частях проводящей осадочной толщи земной коры [3]. Верхняя (изотропная) часть представлена отложениями, проводимость которых слабо зависит от направления тока и связана с наличием пор в породе. Нижняя (анизотропная) часть сложена породами, обладающими различным сопротивлением в зависимости от направления тока. Анизотропия сопротивлений обусловлена существованием системы односторонне ориентированных трещин, служащих каналами для электрического тока (если трещины заполнены проводящим флюидом). Вдоль системы трещин (оси анизотропии) сопротивление пород является минимальным и его величина соизмерима с сопротивлением изотропной части разреза. В ортогональном направлении сопротивление пород возрастает в несколько раз.

Таким образом, характер электропроводности осадочной толщи Северного Сахалина позволяет выделить в ее пределах две крупнейшие электрические неоднородности, соответствующие двум литофизическим комплексам с различными типами емкостного пространства горных пород. Верхнему комплексу присущ поровый, нижнему — трещинный тип коллекторов нефти и газа. Изотропными являются нормально осадочные неогеновые породы различного возрастного диапазона, анизотропными — трещиноватые уплотненные верхнемеловые и олигоцен-среднемиоценовые отложения.

Разделение осадочной толщи Северного Сахалина на изотропный и анизотропный комплексы обусловлено не возрастными отличиями структурно-стратиграфических подразделений, а различным физическим состоянием вещества, зависящим от термодинамического воздействия глубинных слоев Земли и существующих тектонических полей напряжений.

В нижних горизонтах осадочной толщи на ряде участков отмечается аномальная литификация отложений, выражающаяся в резком увеличении их сопротивлений. Причиной литификации является воздействие термодинамических процессов в зоне коромантийного Хоккайдо-Сахалинского разлома [1]. Поступление глубинного тепла в низы осадочного разреза приводит к уплотнению и обезвоживанию пород, в результате чего они становятся непроницаемыми и приобретают свойства высокоомного основания. Верхняя граница литификации находится в тесной зависимости от местоположения глубинного разлома. Вблизи зоны разлома процессы литификации захватили породы в большом возрастном диапазоне — от верхнемеловых до верхнемиоценовых включительно, залегающие на глубинах от 2 до 4—6 км. При удалении от зоны разлома литификация пород в основном охватывает раннекайнозойские и верхнемеловые образования, по-видимому, большей частью связана со значительной глубиной их палеопогружения (от 4 до 10 км) и происходящими при этом катагенетическими изменениями пород.

Повышенный температурный режим недр вызывает не только литификацию пород, но оказывает воздействие и на возникновение трещиноватости. Одной из главных причин при этом, вероятно, является наличие влаги в породах. При температуре свыше 100—150°C вода, переходя из одного агрегатного состояния в другое, может выполнять роль рабочего тела. При этом резко возросшее давление паров приводит к образованию трещин, ослабленных зон или разуплотнения, в которых происходит разрядка избыточного давления.

### СТРОЕНИЕ ИЗОТРОПНОГО КОМПЛЕКСА

Изотропный комплекс осадочной толщи Северного Сахалина образован в основном кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями, в которых поровое пространство заполнено минерализованной водой. Мощность комплекса меняется от 1 км на отдельных поднятиях до 6—9 км в синклиналильных зонах (рис. 1, А). Подошва изотропных образований в целом для Северного Сахалина не является стратиграфической границей, как упоминалось выше, хотя в некоторых районах она контролируется стра-

тиграфическими разделами. Гипсометрический уровень этой границы скачкообразно меняется по крупным разрывным нарушениям, которым соответствуют градиентные зоны изменения мощностей изотропного комплекса. Наиболее четко такие зоны проявляются в восточной части Северного Сахалина, в зоне Хоккайдо-Сахалинского коромантийного разлома. По-видимому, особенности строения дизъюнктивной сети, по которой поступало глубинное тепло, контролировали сферу влияния последнего. В связи с этим рельеф подошвы изотропного комплекса приобрел мозаичную форму.

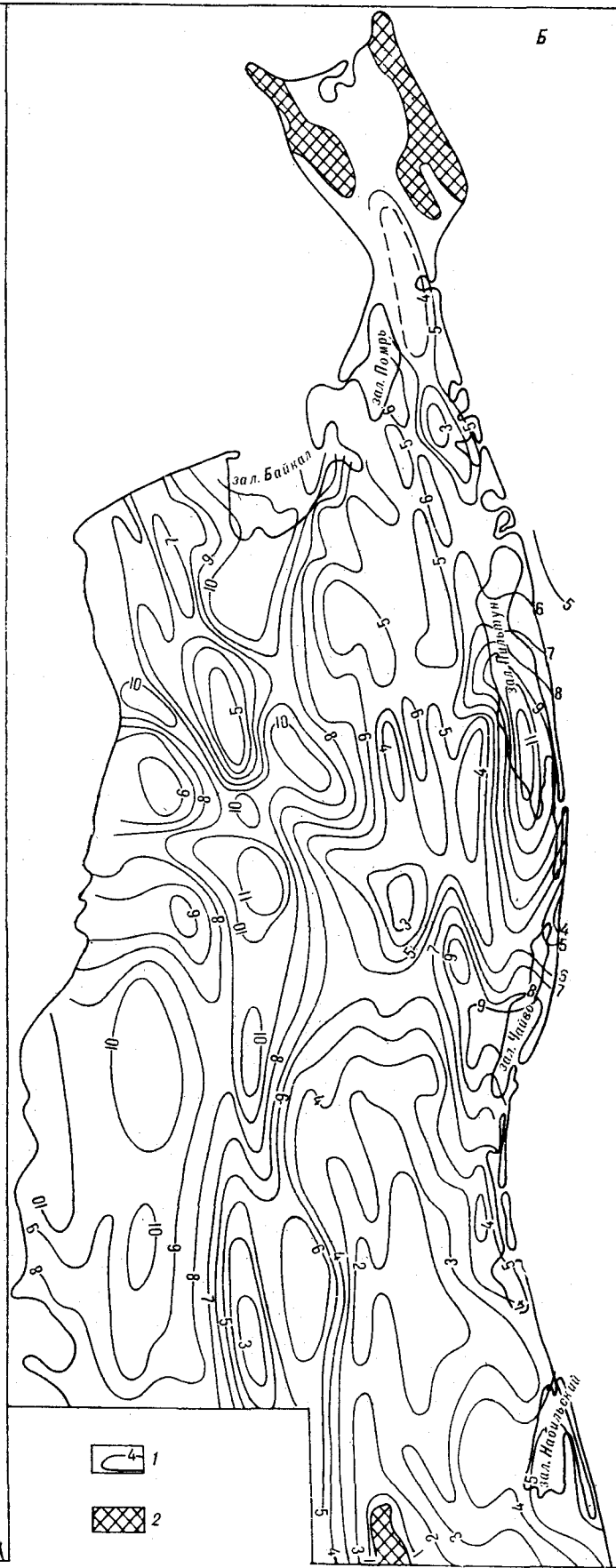
В изотропной части осадочной толщи Северного Сахалина наблюдается тесная связь между электрическими сопротивлениями крупных комплексов и литологическим составом слагающих их пород. На большей части территории выделяются два электрических горизонта: верхний, мощностью 1000—1500 м, относительно высокоомный с сопротивлением 15—30 Ом·м, представленный преимущественно песчаными верхнемиоцен-плиоценовыми образованиями, и нижний, мощностью 1500—6000 м, относительно низкоомный с сопротивлением 5—15 Ом·м, сложенный в основном глинисто-песчаными и песчано-глинистыми нижне-среднемиоценовыми отложениями (рис. 2). Переход между электрическими горизонтами обычно плавный и занимает интервал глубин от нескольких десятков до сотен метров.

На некоторых участках восточной части Северного Сахалина в изотропном комплексе выделяются четыре электрических горизонта (сверху вниз): 1 — высокоомные преимущественно песчаные плиоценовые и верхнемиоценовые породы нутовской свиты с сопротивлением 15—30 Ом·м и мощностью до 3 км; 2 — низкоомные (4—7 Ом·м) песчано-глинистые среднемиоценовые отложения окобыкайской свиты мощностью до 3—4 км; 3 — горизонт повышенного электрического сопротивления (более 15 Ом·м) мощностью 1,5—2 км, сложенный глинисто-песчаными среднемиоценовыми породами дагинской свиты; 4 — низкоомные (4—6 Ом·м) глинистые нижнемиоценовые и частично верхнемеловые отложения мощностью до 2 км. Участки такого дифференцированного геоэлектрического разреза распространены фрагментарно в виде небольших тел длиной 15—20, шириной 7—10 и высотой 4—10 км. Нижние части изотропно-проводящего комплекса контактируют с одновозрастными породами анизотропного комплекса, образующего выступы уплотненных трещиноватых отложений длиной 30—50, шириной 10—30 и высотой 1—4 км (см. рис. 2, III).

К участкам с дифференцированным по электрическим сопротивлениям строением изотропного комплекса пространственно приурочены

А

Б



наиболее крупные месторождения Северного Сахалина, что представляется вполне закономерным, поскольку здесь наблюдается оптимальное для процессов нефтегазоаккумуляции чередование литологических горизонтов с хорошими коллекторскими и экранирующими свойствами. Поиски участков с таким строением осадочного разреза становятся важной задачей работ МТЗ на Северном Сахалине.

### РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА ПО ТИПУ ОСНОВАНИЯ ИЗОТРОПНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изотропный комплекс подстилается как анизотропно-проводящими, так и непроводящими (сильно литифицированными) отложениями различного возраста. Анизотропные и литифицированные породы создают крупные электрические неоднородности, хорошо проявляющиеся на кривых МТЗ. Их анализ позволил провести районирование Северного Сахалина по электрическим свойствам основания изотропной толщи (рис. 3).

В западной части Северного Сахалина (зона I) изотропная толща подстилается высокоомным вулканогенно-осадочным комплексом отложений верхнемелового и палеогенового возраста, в свою очередь, перекрывающим анизотропно-проводящие осадочные верхнемеловые породы (см. рис. 2). На отдельных участках этой территории (зона II) отмечаются зоны отсутствия вулканогенно-осадочных пород, в пределах которых изотропные раннекайнозойские отложения непосредственно контактируют с анизотропными верхнемеловыми образованиями (см. рис. 2, 3). Возможно, что в состав анизотропно-проводящего комплекса входят и раннекайнозойские и песчано-глинистые отложения.

В северо-восточной и южной частях Северного Сахалина высокоомным основанием изотропного комплекса являются непроводящие мезозойско-кайнозойские, главным образом, верхнемеловые образования (зона III), находящиеся на ранних стадиях метатектонизма и играющие роль электрического «фундамента».

В центральной и южной частях восточной половины Северного Сахалина (зона IV) электрическим «фундаментом», подстилающим изотропный комплекс, служат непроводящие литифицированные породы различного возраста — от верхнего мела до среднего миоцена. Контуры зоны имеют сложную форму, а поло-

жение поверхности высокоомного основания в стратиграфическом разрезе является непостоянным. Это происходит, вероятно, из-за неодинаковой активности основного проводника глубинного тепла — Хоккайдо-Сахалинского разлома на всем его протяжении.

Вдоль восточного побережья Северного Сахалина (зоны V и VI) изотропный комплекс подстилается раннекайнозойскими и частично верхнемеловыми анизотропно-проводящими глинистыми и песчано-глинистыми породами. Зоны V и VI различаются ориентацией осей анизотропии (в первом случае — субмеридиональной, во втором — субширотной).

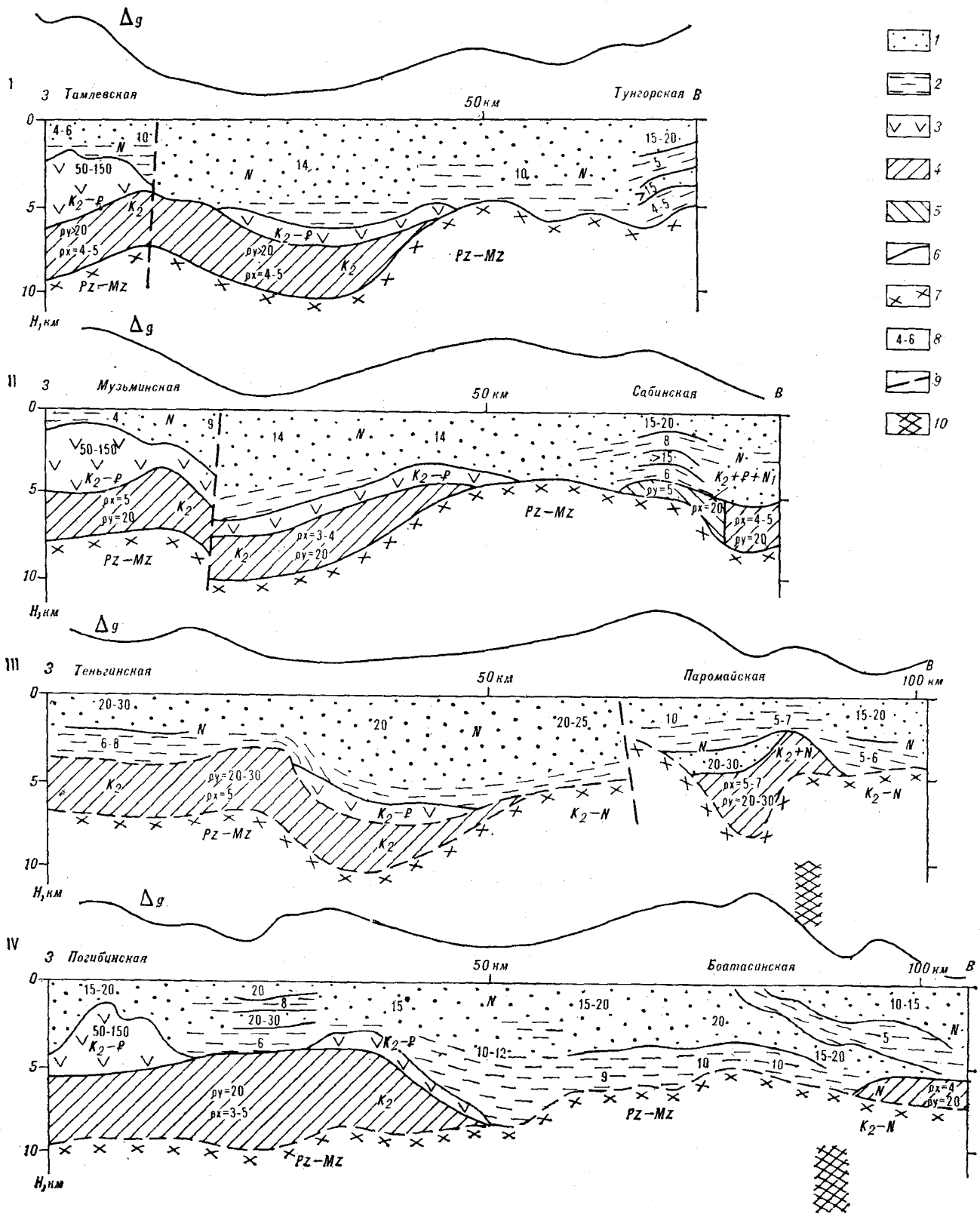
Таким образом, районирование Северного Сахалина по типу основания изотропных отложений показало, что наиболее сильно термодинамическое воздействие недр на осадочную толщу региона проявляется в восточной половине острова. При этом в западной части территории (зоны III и IV) процессы литификации под влиянием глубинного тепла охватили верхнемеловые и нижнемиоценовые отложения так глубоко, что они, в сущности, превратились в электрический «фундамент» осадочной толщи (в состав последней включаются проводящие флюидосодержащие неметаморфизованные осадочные отложения). По-видимому, эти процессы в пределах зон III и IV завершились в конце нижнего миоцена. Восточнее этой территории, в пределах зон V и VI, анизотропно-проводящий комплекс, включающий породы от верхнемеловых до верхнемиоценовых (включительно), подстилается на различных участках «фундаментом», сложенным из отложений того же возрастного диапазона. Процессы литификации на побережье Охотского моря захватывают частично и плиоценовые породы. Наблюдается явная миграция тепловых потоков в пространстве и времени в восточном направлении. Возможно, что в западной части Северного Сахалина электрическим «фундаментом» осадочной толщи служит нижняя часть разреза верхнемеловых образований. Прослеживаемая здесь по данным МТЗ нижняя граница осадочных отложений является, скорее всего, не стратиграфической, а литофизической, созданной в результате значительного влияния термодинамических процессов мелового времени.

### СТРОЕНИЕ АНИЗОТРОПНОГО КОМПЛЕКСА

В пределах Северного Сахалина четко выделяются два района распространения анизотропного комплекса: западный и восточный (рис. 4). В западном районе комплекс, сложенный верхнемеловыми отложениями, развит почти повсеместно, за исключением небольшого ло-

Рис. 1. Карта мощностей изотропно-проводящих (А) и «рыхлых» (Б) осадочных отложений. 1 — изопакиты, км; 2 — выходы на поверхность высокоомного докайнозойского основания («фундамента»).





кального участка. Восточная граница района имеет сложную «заливообразную» конфигурацию, сопровождаясь при этом сравнительно узкой (5—10 км) полосой резкого увеличения мощности анизотропных отложений (от 0 до 3—4 км). Вероятнее всего, что такое резкое выклинивание комплекса контролируется «скрытым» разломом — проводником глубинного тепла, преобразовавшего нижние части осадочного разреза зон III и IV в непроводящие образования «фундамента».

На большей части западного района не наблюдается значительных изменений мощностей анизотропного комплекса. Они варьируют в пределах 3—4 км, причем изменения, судя по рисунку изопахит, контролируются в основном не стратиграфическими, а литофизическими границами. Как упоминалось выше, это явление может быть связано с фактом отражения подошвой комплекса смены физического состояния вещества внутри верхнемелового разреза.

Направление оси анизотропии в пределах западного района в основном субширотное. Возможно, что такая ориентация трещин связана с наличием здесь широкой сети региональных субширотных разрывных нарушений, прослеживающихся от Нижнего Приамурья до районов Северного Сахалина по данным многих геолого-геофизических методов.

В пределах восточного района анизотропная толща крайне не выдержана по латерали и имеет ограниченное распространение по площади в виде отдельных участков со сложной конфигурацией границ. Как отмечалось выше, наблюдается значительная изменчивость анизотропного комплекса в возрастном отношении — от верхнего мела до верхнего миоцена, а иногда и плиоцена. Причем при движении в восточном направлении все более молодые породы характеризуются анизотропией сопротивлений.

Отмечается определенная особенность в расположении систем трещин в восточном районе. К северу от Ныйского залива ось анизотропии имеет субширотное направление. Сопротивление пород вдоль нее составляет около 5 Ом·м, в ортогональном направлении — более 15 Ом·м.

На участках к западу от зал. Пильтун и южнее Набильского залива (см. рис. 2, 3) направление оси анизотропии субмеридиональное, сопротивление пород вдоль нее составляет 8—10 Ом·м, в широтном направлении — более 20 Ом·м. Смена простирания оси анизотропии, очевидно, вызвана различной ориентацией систем трещин, связанной с направлением боковых горизонтальных напряжений, и широким развитием субширотных разрывных дислокаций (в первом случае) и влиянием субмеридионального Хоккайдо-Сахалинского разлома (во втором случае). Мощность анизотропно-проводящей толщи в пределах восточного района меняется от 0 до 3 км.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Резюмируя изложенное, можно отметить, основные черты строения осадочной толщи Северного Сахалина, выявленные в результате работ МТЗ. Они хорошо видны и на геолого-геофизических профилях, пересекающих регион в субширотном направлении (см. рис. 2).

По характеру строения осадочной толщи четко различаются три района: западный (зоны I, II), центральный (зоны III, IV) и восточный (зоны V и VI) (см. рис. 2, 3).

Характерной особенностью осадочного разреза западного района является развитие мощного (до 4,5 км) анизотропного комплекса песчано-глинистых верхнемеловых образований. На значительной части территории района анизотропный комплекс перекрыт вулканогенно-осадочными отложениями верхнемелового-палеогенового возраста мощностью от 0,5 до 3—4 км. Изотропный комплекс представлен неметаморфизованными породами преимущественно неогенового возраста мощностью от 1 до 9 км.

Для центрального района характерно отсутствие анизотропного комплекса. Изотропные отложения мощностью от 2 до 7 км, представленные в основном неогеновыми породами, подстилаются «фундаментом», составленным из сильно литифицированных верхнемеловых и раннеогеновых отложений.

В восточном районе осадочная толща подразделена на анизотропный и изотропный комплексы, составленные в основном неогеновыми породами, различными по возрасту. «Фундаментом» при этом служат также неогеновые сильно литифицированные отложения.

Наблюдается, таким образом, миграция процессов «уничтожения» (эрозии) снизу осадочного слоя Северного Сахалина в пространстве

Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы по профилям (местоположение разрезов указано на рис. 4).

1 — песчаные, 2 — глинистые, 3 — вулканогенно-осадочные отложения; 4 — анизотропно-проводящие отложения с широтным направлением оси анизотропии; 5 — анизотропно-проводящие отложения с меридиональным направлением оси анизотропии; 6 — границы электрических (литофизических) комплексов; 7 — высокоомное основание (электрический «фундамент»); 8 — значения электрических сопротивлений в Ом·м; 9 — разрывные нарушения; 10 — глубинный разлом.

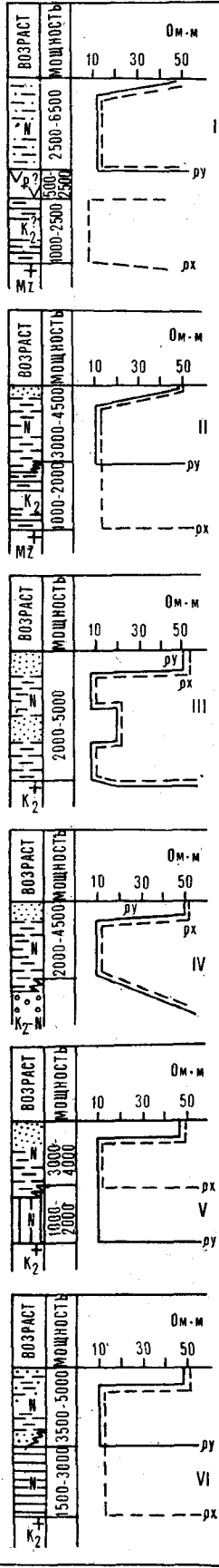
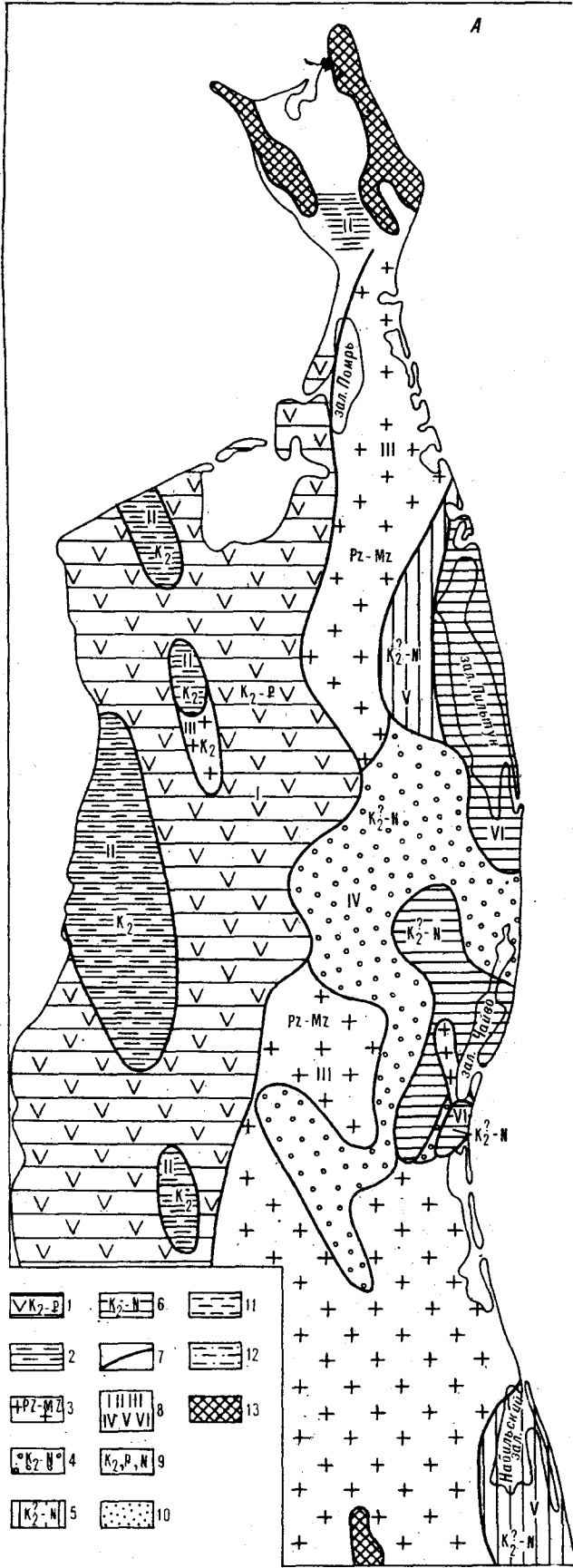


Рис. 3. Северный Сахалин. Схема районирования по электрическим свойствам основания изотропно-проводящего комплекса (А) и геоэлектрические разрезы (Б).

1 — вулканогенно-осадочный комплекс; 2 — анизотропно-проводящие верхнемеловые терригенные отложения (направление оси анизотропии широтное); 3 — высокоомное мезо-палеозойское основание; 4 — литифицированные породы верхнемелового — неогенового возраста; 5 — анизотропно-проводящие (направление оси анизотропии меридиональное) отложения верхнемелового — неогенового возраста; 6 — анизотропно-проводящие (направление оси анизотропии широтное) отложения верхнемелового — неогенового возраста; 7 — граница зон основания изотропно-проводящего комплекса; 8 — зоны основания изотропно-проводящей толщи; 9 — возраст отложений основания в различных зонах; 10 — песчаные, 11 — глинистые, 12 — песчано-глинистые отложения; 13 — выходы высокоомных докайнозойских пород на поверхность.

и во времени. При движении на восток все более молодые отложения оказываются вовлеченными в процесс интенсивной литификации. На восточном побережье региона литифицированной оказывается уже нижняя часть плиоценового разреза. Геометрия рельефа основания осадочной толщи (см. рис. 1, Б) определяется в большей мере не структурно-тектоническими, а термодинамическими условиями.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выделенные электрические неоднородности осадочной толщи Северного Сахалина отражают два крупнейших литофизических комплекса: изотропный и анизотропный, характеризующиеся различными типами емкости пространства. В нефтегазоносном отношении они представляют собой два различных перспективно-нефтегазоносных этажа с разными типами коллекторов и ловушек нефти и газа, т. е. два основных поисковых объекта, для изучения которых необходимы существенно разные методики нефтегазопоисковых работ. Выяснение деталей строения комплексов имеет важное прикладное значение.

2. Пространственное и возрастное положение комплексов, как и всей осадочной толщи Северного Сахалина, определено термодинамическими условиями недр. Границы толщ и комплексов с различным физическим состоянием вещества большей частью контролируются влиянием глубинного тепла, проводником которого являлись крупные коромантийные разломы.

3. Латеральные и вертикальные неоднородности изотропного комплекса связаны в основном с довольно резкой литолого-фациальной изменчивостью стратиграфических подразделений неогена Северного Сахалина.

4. Неоднородности анизотропного комплекса вызваны большей частью изменением литофизических параметров разреза, зависящих от степени термодинамического воздействия недр и существующих полей тектонических напряжений.

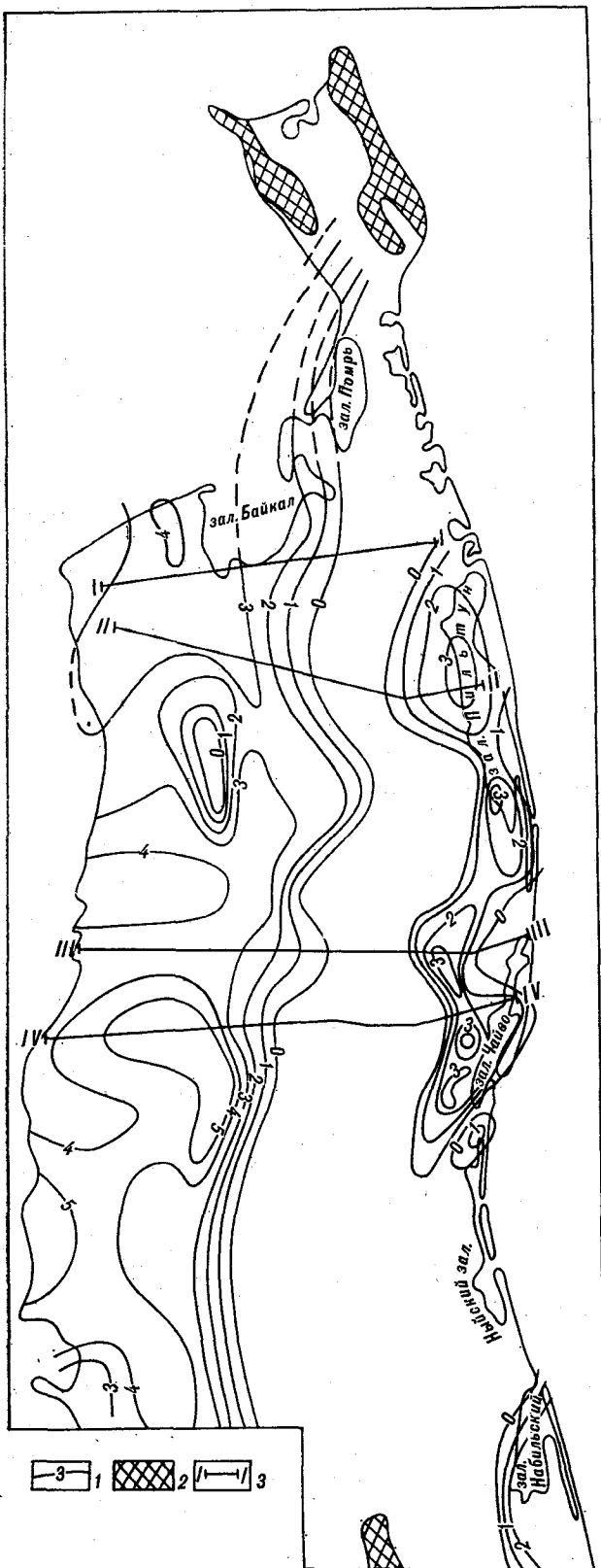


Рис. 4. Карта мощности анизотропно-проводящих осадочных отложений.

1 — изопахиты, км; 2 — выходы на поверхность высокоомного докайнозойского основания («фундамента»); 3 — линии геолого-геофизических разрезов,

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Аномалии проводимости в земной коре о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 5.
2. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Изучение мощностей осадочных отложений на Сахалине методом магнитотеллурических зондирований.— Геол. и геофиз., 1980, № 3.
3. Альперович И. М., Никифоров В. М. Электропроводность осадочной толщи о. Сахалин.— Тихоокеанская геол., 1984, № 2.
4. Никифоров В. М., Альперович И. М., Ваньян Л. Л. Некоторые особенности кривых магнитотеллурического зондирования на Сахалине и методика их интерпретации.— Там же, 1983, № 2.

*ВПО Сахалинморнефтегазпром  
Оха-на-Сахалине*

*Поступила в редакцию  
15 июня 1984 г.*

УДК 550.361 : 550.362

Ю. В. Шевалдин, В. И. Балабашин, П. С. Зимин

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОТЕРМИКЕ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

В южной части Татарского пролива и в районе северного его окончания получены новые данные о тепловом потоке, включающие его аномально высокие значения. По-видимому, на всем протяжении район пролива характеризуется повышенной и высокой гео-

термической активностью. С позиции модели трещинного мантийного диапира дается объяснение особенностям корреляции структуры теплового потока в районе пролива и ряда других геофизических полей.

В процессе проведения 13-го рейса НИС «Каллисто» и 7-го рейса НИС «Академик Несмеянов» в южной части Татарского пролива и вблизи северного его окончания с учетом существующей здесь геотермической изученности на 31 станциях получена информация о температурных градиентах в донных осадках и их теплопроводности (см. таблицу).

регистрировалось снижение температуры после нагрева в течение 2 мин. Для вычисления коэффициента теплопроводности использовался стационарный участок на логарифмической кривой.

Измерения геотермического градиента с борта НИС «Каллисто» проводились термоградиентометром ПТГ-ЗМТБ по стандартной методике; база градиента 1 м. Градиентометр укреплялся на пятиметровой геологической трубке — пробоотборнике диаметром 70 мм.

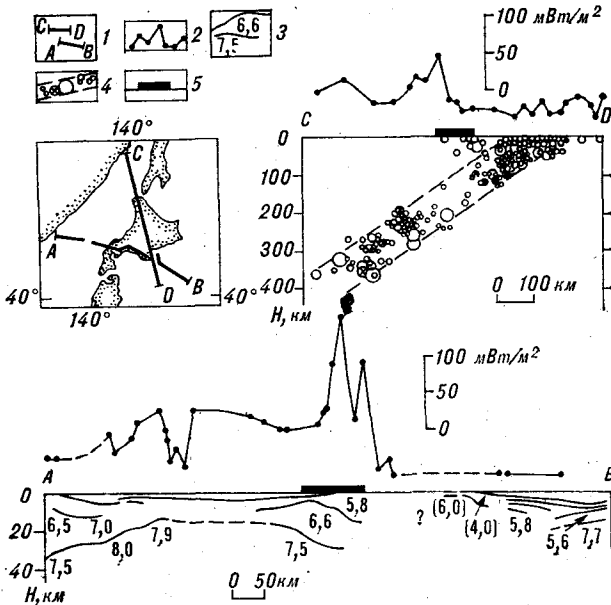
Термометрические измерения с борта НИС «Академик Александр Несмеянов» выполнялись каротажным измерителем теплового потока (ТП) — ТОКПИ (совместная разработка Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР и Куйбышевского политехнического института).

Коэффициент теплопроводности осадков измерялся методом игольчатого зонда с регистрацией информации на ЦПМ ЭУМ-23. Измерения проводились в течение 30 мин. Датчик внедрялся в колонку грунта через 10 см, и

Измеритель ТОКПИ — телеметрическая система, в которой обработка информации и управления процессом измерения с борта НИС осуществляется микро-ЭВМ «Электроника-60». Каротажный вариант системы включает псевдотрадиционную установку, позволяющую на станции плавно с контролем местоположения изме-

Результаты измерений на геотермических станциях

Номер станции	Координаты		Глубина моря, м	Заглубление зонда, м	Градиент, К/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, Вт/м <sup>2</sup> ·10 <sup>-3</sup>	Номер станции	Координаты		Глубина моря, м	Заглубление зонда, м	Градиент, К/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, Вт/м <sup>2</sup> ·10 <sup>-3</sup>
	с. ш.	в. д.							с. ш.	в. д.					
К-13-1	42°47'0	137°12'1	3700	1,6	0,115	0,73	84,0	К-13-16	44°00'0	135°59'7	255	—	0,000	—	00,0
К-13-2	42°47'2	136°32'6	3690	2,8	0,022	0,75	16,5	К-13-16а	44°00'0	135°59'4	255	1,0	-0,080	0,89	-70,8
К-13-3	42°45'4	136°00'5	3300	≥1,2	0,064	0,63	40,3	К-13-17	44°16'3	136°20'2	260	—	0,000	—	00,0
К-13-4	43°01'5	136°10'5	3690	≥1,2	0,041	0,67	27,5	К-13-18	44°30'1	136°58'3	1875	2,0	0,116	0,67	77,7
К-13-5	43°15'6	135°56'2	3570	≥1,2	0,117	0,65	76,0	К-13-19	44°22'6	137°07'4	2250	1,0	0,114	0,79	89,8
К-13-6	43°14'0	135°24'1	3280	≥1,2	0,129	0,67	86,4	К-13-20	43°56'7	137°33'1	3260	2,0	0,122	0,68	83,0
К-13-7	43°31'8	135°39'0	1230	1,9	0,073	0,68	49,6	К-13-21	44°12'2	137°47'5	2550	1,9	0,110	0,66	72,6
К-13-8	43°30'9	136°07'5	3525	2,5	0,100	0,68	68,0	К-13-22	44°25'4	137°31'0	2250	2,6	0,127	0,68	86,4
К-13-9	43°14'6	136°33'1	3650	2,2	0,111	0,68	75,5	К-13-23	44°42'3	137°12'2	1710	≥1,2	0,164	0,66	108,2
К-13-10	43°11'0	137°06'8	3730	2,0	0,113	0,69	78,0	К-13-24	44°42'6	137°55'5	2430	≥1,2	0,112	0,69	77,3
К-13-11	43°30'9	137°11'8	3670	2,3	0,127	0,64	81,3	К-13-25	44°46'4	138°23'3	2250	1,6	0,138	0,71	98,0
К-13-12	43°46'9	136°58'6	3170	≥1,2	0,106	0,68	72,1	К-13-26	44°59'3	138°08'5	2210	1,1	0,140	0,68	95,2
К-13-13	43°26'5	136°38'2	3690	2,0	0,107	0,68	72,8	К-13-27	45°17'5	137°51'8	1630	1,9	0,111	0,72	80,0
К-13-14	43°44'2	136°29'7	3150	≥1,2	0,118	0,67	79,1	К-13-28	45°18'0	138°28'8	1920	3,0	0,130	0,65	84,5
К-13-15	44°10'0	136°38'0	1150	2,0	0,072	0,75	54,0	К-13-29	45°19'4	139°04'1	2040	1,7	0,134	0,74	99,2
								Н-7-1033	54°10'4	142°15'4	33	5,5	0,194	0,76	147,0



Соотношение теплового потока со строением земной коры и структурой сейсмофокальной зоны.  
 1 — положение профилей АВ, СD; 2 — профиль теплового потока; 3 — разрез земной коры по данным ГСЗ по линии АВ; 4 — разрез сейсмофокальной зоны по линии СD; 5 — положение четвертичного вулканического фронта.

рительной базы каротировать распределение по вертикали в грунте абсолютной температуры, температурного градиента и коэффициента теплопроводности. Каротаж температурного градиента и теплопроводности донного грунта *in situ* на станции Н-7-1033 выполнялся до глубины 5,5 м через 0,55—1,15 м.

На большей части станций юга пролива значения ТП находятся в пределах 68—99 мВт/м<sup>2</sup>. В соответствии с принятой нами ранее для Японского моря классификацией значений ТП [7, 8] полученные данные находятся в диапазоне нормально повышенных ТП. Аномально высокое значение ТП зарегистрировано на ст. К-13-23. На других станциях района отмечены пониженные значения ТП. На ст. Н-7-1033 в районе северного окончания пролива также отмечается аномально высокое значение ТП.

Наибольший интерес, несмотря на многочисленные публикации по этому вопросу, продолжает вызывать природа областей повышенных ТП. В этой связи для северной части Японского моря выполнено сопоставление профилей ТП со структурой земной коры и с особенностями ряда других геофизических полей (см. рисунок).

По отношению к структуре земной коры [4] область повышенного ТП на севере Япономорской котловины приходится на участок разреза с приподнятой границей М. При этом большие изрезанность и амплитуда поля на профиле ТП оказываются на флангах мантий-

ного поднятия, меньшие — над центральной его частью.

Наличие двух максимумов на флангах области повышенного ТП — характерная деталь на всем простирании Западно-Тихоокеанской переходной зоны (ЗТПЗ) [9]. При этом один из максимумов ТП, как правило, связан с современным вулканическим фронтом в тыловой части островной дуги.

При сопоставлении структуры ТП на площади Японского моря с данными расчета остаточных (мантийных) гравитационных аномалий [4] отмеченные выше максимумы ТП оказываются на флангах отрицательной аномалии Δg. Кроме того, для всей ЗТПЗ [3, 9] обнаружено наличие связей в виде зависимостей, близких к линейным, с одной стороны, между расстоянием от тылового максимума области повышенного ТП до оси желоба и амплитудой отрицательной мантийной аномалии Δg над котловиной краевого моря, с другой — между тем же параметром, но для фронтальной части области высокого ТП, и величиной положительной мантийной аномалии Δg над желобом. Япономорский регион в этом отношении не является исключением.

Выполнено сравнение изменчивости ТП и структуры глубинной сейсмической зоны. Наиболее полный разрез вкрест современной сейсмофокальной зоны в районе исследований [6] проходит через о. Хоккайдо и южную часть Татарского пролива. Распределение ТП на профиле в связи со структурой сейсмофокальной зоны также достаточно характерно. Наибольшая плотность очагов землетрясений приходится на глубины до 100—150 км. Этот участок профиля характеризуется пониженным ТП. Область повышенных ТП на профиле располагается над зоной, где локализованы разряженные глубокофокусные землетрясения и различной протяженности асейсмические участки. Это та область зоны, где при землетрясениях выделяется минимум энергии.

По данным Л. Сайкса [5] и других исследователей, для многих хорошо изученных в отношении сейсмичности систем в ЗТПЗ (в том числе Курило-Камчатской и Японской) в наиболее глубоких звеньях сейсмофокальных зон отмечается второй максимум частоты землетрясений.

Для таких регионов, как Татарский пролив, находящихся в пределах переходной зоны, но достаточно далеко отстоящих от глубоководных желобов, объяснение с помощью субдукционной модели перечисленных выше особенностей геофизических полей и структуры земной коры, на наш взгляд, затруднительно. Более приемлемой в данном случае, по-видимому, является модель трещинного мантийного диапира. Возникающий в области активизации в ре-

в результате апвеллинга астеносферы мантийный диапир резко меняет реологию вещества верхней мантии, частично или полностью разрушая тем самым структуру существовавшей здесь сейсмофокальной зоны. Признаком частичного разрушения глубинной сейсмической зоны можно считать появление в ней на глубинах более 100—150 км зон с пониженной плотностью гипоцентров землетрясений и широким развитием асейсмичных областей. О полном разрушении зоны можно говорить при наличии в ней звеньев с резко измененными углами падения. За пределами влияния диапира на сейсмофокальную зону с материковой стороны структура ее также остается неизменной, что фиксируется глубинным максимумом очаговой плотности землетрясений.

О влиянии процесса активизации в мантии на структуру ранее существовавшей сейсмофокальной зоны указывает и следующее обстоятельство. В большей части систем желоб — дуга — краевое море в ЗТПЗ, имеющих в котловинах тыловых морей высокий и повышенный ТП, угол падения сейсмофокальной зоны от флангов к центру увеличивается, а ширина областей островодужного четвертичного вулканизма в том же направлении имеет тенденцию к уменьшению.

Максимумы ТП на профилях области в целом повышенной геотермической активности связаны с краевыми частями мантийного диапира. Своим появлением они обязаны, по-видимому, импульсивному характеру активности диапира. К примеру, в системе Рюкю в развитии позднекайнозойской рифтовой зоны выделяются [10] три активные фазы — миоценовая, плейстоценовая и современная. В спокойные периоды, а также в начале активных фаз развития рифтов контактные зоны диапира являются наиболее проницаемыми для выноса тепла к поверхности.

В этой связи прямая зависимость между положением тылового максимума ТП и амплитудой отрицательной аномалии  $\Delta g$  над котловиной тылового моря достаточно очевидна. Чем дальше отстоит от оси желоба тыловой максимум ТП, чем более развит мантийный диапир и тем больше его поперечное сечение. Для активного периода развития диапира все перечисленные факторы приводят к увеличению объема разуплотненного вещества мантии и углублению гравитационного минимума.

Более сложной для объяснения представляется связь между положением относительно оси желоба фронтального максимума ТП и положительной мантийной аномалией  $\Delta g$  над внешним склоном дуги и желобом. По нашему мнению, эта связь объясняется следующим образом.

Наряду с раздвигом по мере подъема диапира в краевых частях его происходит скучивание вещества коры и верхней мантии. С материковой стороны, как это имеет место в районе внешнего шельфа Приморья, формируются валы фундамента, увеличивается крутизна границы М. Со стороны островных дуг процесс раздвигания несколько ограничивает вязко-плотностная граница, с которой связана сейсмофокальная зона. Здесь процесс раздвигания происходит, по-видимому, с некоторым выталкиванием и подъемом в более высокие горизонты части мантийного вещества в приконтактной зоне. Таким образом, в мантии под желобом формируется подобие аккреционной призмы. Чем ближе граница диапира к желобу, тем больше будет вытеснено вверх мантийного вещества, тем интенсивнее гравитационная аномалия над желобом. Возможность такой ситуации вблизи сейсмофокальной зоны подтверждается моделью локальных неоднородностей [2], объясняющей природу остаточных гравитационных аномалий в системе тыловой бассейна — дуга — желоб. Существование подобной призмы, по-видимому, объясняет сильное нарушение изостазии в ряде островных дуг и имеющий место общий подъем профиля дна в некоторых тыловых бассейнах в направлении от континента к островной дуге. Аналогичный механизм перемещения мантийного вещества вблизи зоны Вадати-Беньюфа объясняет и связь с гравитационным полем угла наклона сейсмофокальной зоны [3, 9].

**Заключение.** По совокупности геофизических данных район Татарского пролива в ЗТПЗ представляет собой фрагмент современной развивающейся рифтовой зоны. Особенности структуры геофизических полей здесь дают основание предположить импульсивный характер развития этой зоны. По аналогии с системой Рюкю [10] начало наиболее активной фазы формирования рифта Татарского пролива и отчленения от континента о. Сахалин, по-видимому, приходится на плейстоцен.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2.

2. Артемьев М. Е., Страхов В. Н. и др. Плотностные неоднородности под системой островных дуг.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982.  
3. Ильичев В. И., Шевалдин Ю. В. Тепловой поток и геодинамическая модель Западно-Тихоокеанской



переходной зоны.— Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 2.

4. *Окада Х., Судзуки С. и др.* Строение коры по профилю, проходящему через южную часть о-ва Хоккайдо, Япония.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
5. *Сайкс Л.* Сейсмичность и глубинное строение островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
6. *Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И.* Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
7. *Шевалдин Ю. В.* Тепловой поток и некоторые во-

просы тектоники района Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.

8. *Шевалдин Ю. В., Шевалдина С. В.* Некоторые особенности геотермической зональности и ее связь с сейсмофокальной зоной в районе Японской, Нагсей и Идзу-Бонинской островных дуг.— В кн.: Геотермические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М.: Наука, 1984.
9. *Шевалдин Ю. В., Шевалдина С. В.* К вопросу о выделении Западно-Тихоокеанской аномалии теплового потока и некоторые особенности ее проявления.— В кн.: Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
10. *Kimura M.* Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 1985, v. 2, August.

ТОИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
3 марта 1986 г.

*И. Л. Жуланова, А. Н. Перцев*

## БАЗИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ

На основе анализа комплекса новых данных сделан вывод о том, что подавляющая масса базитов северной части хр. Пекульней слагает крупный интрузивный массив, названный Светлореченским, который принадлежит к особому, ранее не выделявшемуся в регионе типу, соединяющему в себе черты расслоенных плутонов и многофазных орогенных интрузий. Его становление относится к середине раннего мела и знаменует начало орогенного интрузивного магматизма. Исходный состав родоначального расплава отличается низкой щелочностью, повышенной глиноземистостью и

соответствует базальту толеитовой серии островных дуг. Амфибол-двупироксеновые базиты бассейна р. Пекульнейшем, для которых предыдущими исследователями предполагался докембрийский возраст, согласно полученным данным, составляют краевую группу пород в первой интрузивной фазе Светлореченского массива. Среди комплексов, вмещающих массив, впервые установлены стратифицированные метаморфические образования предположительно палеозойского возраста и домеловые габброиды.

Хребет Пекульней, занимающий междуречье Танюгера и Белой, двух самых крупных левых притоков р. Анадырь, известен как район развития раннемеловой офиолитовой ассоциации и традиционно рассматривается в качестве крайнего северо-западного звена Анадырско-Корякской складчатой системы [1, 7].

В середине 70-х гг. Г. Е. Некрасов, изучая тектонику офиолитов хр. Пекульней, высказал мнение, что мелкозернистые амфибол-двупироксеновые базиты его северной части, считавшиеся раннемеловыми габбро, представляют собой кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма, сходные с породами архейского фундамента Омлонского срединного массива и Анабарского щита [13]. Интересное само по себе, это заключение дало основание М. С. Маркову и Г. Е. Некрасову сделать важный в терегическом отношении вывод о формировании офиолитов хр. Пекульней в зоне деструкции древней континентальной коры [11].

С целью детального изучения базитов северной части хр. Пекульней и разрешения по возможности дискуссионных вопросов их генезиса авторы статьи в 1981—1983 гг. выполнили специализированные исследования. Полевые работы велись вместе с геологами Анадырской ГРЭ В. М. Перепечиным, В. В. Семеновым, Л. Р. Семеновым.

Из особенностей геологического строения хр. Пекульней, установленных исследованиями Г. Г. Кайгородцева, В. А. Захарова, М. В. Филимонова, А. А. Мануйлова, В. И. Шкурского, О. С. Березнер, В. Е. Стерлиговой и других,

отметим следующие. Хребет — молодое, сильно расчлененное горное сооружение мозаично-блоковой структуры, возвышающееся более чем на 1000 м над прилежащими с запада и востока кайнозойскими впадинами. В районе р. Бычьей системой сложившихся продольных и поперечных нарушений он разделяется на примерно равновеликие южную и северную части, геологическое строение которых заметно различается.

Собственно офиолитовая ассоциация, в которую входят кремнисто-вулканогенные отложения берриас-валавжина (пекульнейшемская свита), гипербазиты, габброиды, зеленые и глаукофановые сланцы, эклониты, распространена на восточных склонах южной половины хребта\*. Западнее обнажаются возрастные аналоги пекульнейшемской свиты, отличающиеся терригенным характером осадочных пород и более кислым составом вулканитов. Для западных склонов, кроме того, характерны интрузивные тела гранитоидов, внедрявшиеся на границе раннего и позднего мела (янранайский комплекс). Различия в формационных особенностях разновозрастных отложений западного и восточного склонов южной половины хребта прослеживаются до конца позднего мела [1].

Зеленые сланцы одними исследователями рассматриваются в качестве продуктов дина-

\* Из состава пекульнейшемской свиты В. Е. Стерлигова в 1982 г. выделила вулканогенно-осадочные слои поздневожского возраста.

метаморфизма отложений некульнейвеемской свиты, другими — как самостоятельные позднедокембрийско-палеозойские образования. В 1977 г. С. Зимин с коллегами установили в осевой части южной половины хребта выходы ультраосновных вулканитов и датировали их кембрием [6]. В. Е. Стерлигова, Б. А. Марковский и другие впоследствии пришли к заключению, что они надстраивают разрез пекульнейвеемской свиты и сформировались, вероятнее всего, в готериве [15, 17].

Северная часть хр. Пекульней наиболее высоко приподнята в современном рельефе. Около половины ее площади слагают полнокристаллические породы основного состава, природа которых и представляет предмет дискуссии. Они обнажаются на западных склонах и в осевой части хребта, а на востоке контактируют по разломам с вулканогенно-терригенными отложениями берриас-валанжина и флишoidalными толщами готерива. Небольшие блоки нижнемеловых пород вскрываются у подножия западного склона. На восточном склоне хребта, в бассейне руч. Олень, М. С. Марков и Г. Е. Некрасов из состава отложений, ранее относимых к пекульнейвеемской свите, выделили «карбонатно-терригенно-углистую» толщу предположительно позднепалеозойско-раннемезозойского возраста.

В тектоническом отношении хр. Пекульней первоначально интерпретировался как горст-антиклинорий, в осевой части которого сосредоточены долгоживущие глубинные разломы, предопределившие проявление магматизма и метаморфизма и обособление на западе и востоке района различных структурно-формационных зон [1]. Г. Е. Некрасов рассмотрел особенности строения хр. Пекульней с позиций покровной тектоники и отнес комплексы северной и юго-западной части района к автохтону, на который с юго-востока надвинуты офиолиты. Представления о наличии в структуре хр. Пекульней автохтонного и аллохтонного блоков поддержали С. А. Паланджян, А. Д. Чехов и их соавторы [15, 17].

В построениях Г. Е. Некрасова особая роль принадлежит базитам, вскрывающимся в бассейне р. Пекульнейвеем между озерами Пекульнейгытгыи и Ромб. Амфибол-двупироксеновый состав, мелкозернистые структуры с элементами ориентировки и присутствие четко обособленной лейкократовой («эндербитовой» по Г. Е. Некрасову) фазы, иногда придающей породам внешнее сходство с мигматитами, — вот признаки, послужившие основанием для отнесения их к образованиям, претерпевшим метаморфизм гранулитовой фации. «Гранулит-базиты» слагают, по мнению Г. Е. Некрасова, куполовидный выступ докембрийского фундамента автохтона и прорваны комплексами

стратифицированных габброидов, составляющим зону продолжения офиолитов в автохтоне. С. А. Паланджян и А. Д. Чехов интерпретировали стратифицированные габброиды как фрагмент полосчатого комплекса офиолитов, тектонически совмещенный с «гранулит-базитами».

Обе выделенные Г. Е. Некрасовым группы базитов В. А. Захаров и М. В. Филимонов, обобщившие в конце 60-х гг. результаты геологических съемок района, включали в состав крупного интрузивного массива габбро, прослеживающегося в виде узкой (2—8 км) полосы на 60 км к северу от истоков рек Лев. Светлой, Бычьей и руч. Олень. Почти на всем протяжении выходы габброидов ограничены разломами, но на трех участках имеют, по данным этих исследователей, рвущие соотношения с породами пекульнейвеемской свиты, на основании чего время их внедрения отнесено к раннему мелу.

Нами указанный массив основных пород (включая эзоконтактные зоны шириной до нескольких километров) закартирован от южной оконечности до озер Юж. Чекогытгыи, что составляет около 2/3 его общей длины и 3/4 площади. Наибольшее внимание уделено правобережью р. Пекульнейвеем (рис. 1), послужившему Г. Е. Некрасову «стратотипической местностью» при выделении «гранулит-базитов». Кроме того, детально изучены все участки, где В. А. Захаров и М. В. Филимонов показали интрузивные взаимоотношения габбро с нижнемеловыми отложениями.

Приступая к изложению полученных данных, рассмотрим прежде всего методическую сторону проблемы. В середине 70-х гг. северная часть хр. Пекульней по уровню изученности значительно уступала южной, и в этой ситуации произведенный Г. Е. Некрасовым пересмотр представлений об одном из структурно-вещественных комплексов района не явился из ряда вон выходящим\*. Однако в силу своего кардинального значения для понимания тектонической природы офиолитов региона он требовал, несомненно, более основательных аргументов, чем перечисленные выше чисто внешние особенности «гранулит-базитов», которыми ограничился автор. Не были достаточно убедительны и приведенные Г. Е. Некрасовым относительно высокие, но несходящиеся (1300, 800, 600 млн лет) значения аргонового возраста минералов из «гранулит-базитов», поскольку в образованиях подобного типа, как показа-

\* Дискуссии о докембрийском или мезозойском возрасте некоторых комплексов на Северо-Востоке СССР имели место и ранее. Правда, все они касаются исключительно метаморфических образований. Альтернатива: докембрийский фундамент или мезозойский интрузивный массив — возникла впервые.

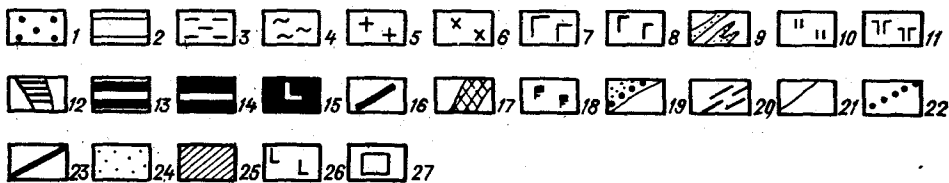
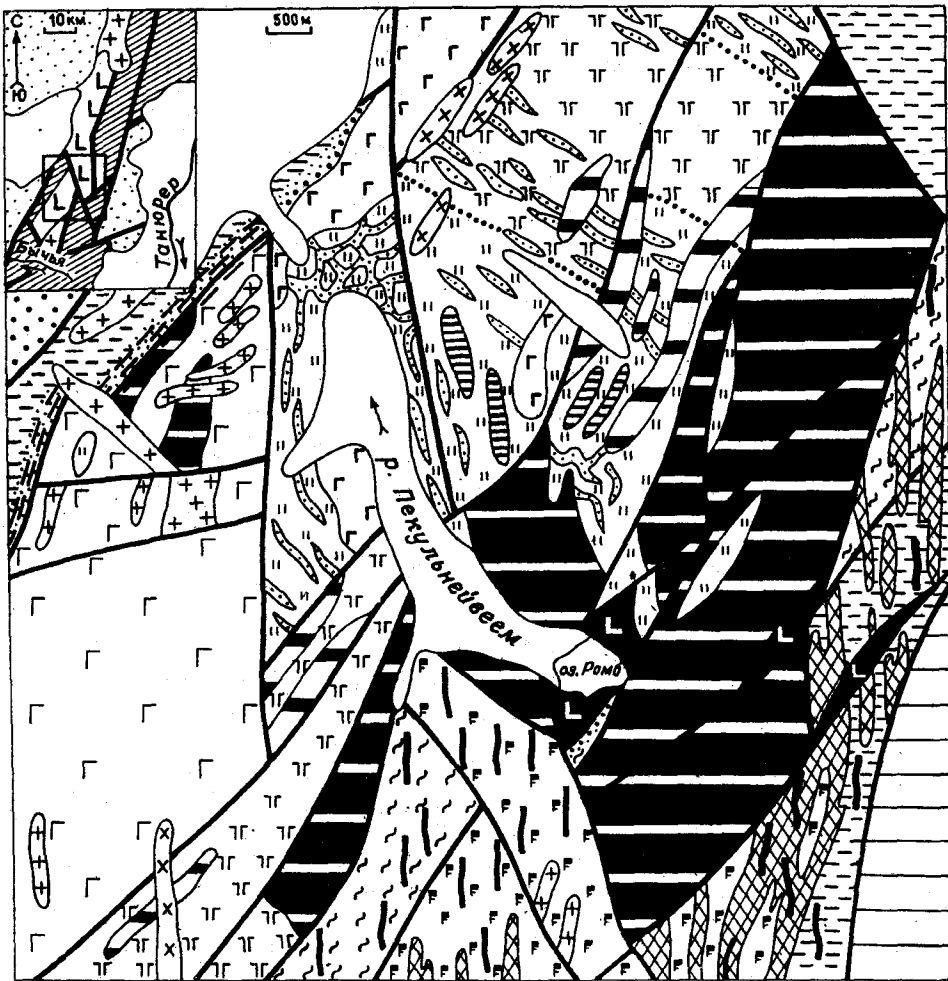


Рис. 1. Геологическая карта бассейна верховьев р. Пекульнейевое.

1 — верхнемеловые терригенные и туфогенные отложения; 2 — готервиские отложения, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 3 — берриас-валанжинские отложения, окремненные алевролиты, песчаники, базальты, кварцевые кератофиры, туфы липаритов; 4 — палеозойские (?) метаморфические образования, слюдясто-графитовые, гранат-серицит-графитовые микросланцы; 5 — раннемеловые гранодиориты и плагιοграниты (янранайский комплекс); 6—15 — раннемеловые интрузивные образования светлореченского комплекса: 6 — амфиболовые плагιοграниты, 7 — биотит-амфиболовые габбро, 8 — амфиболовые габбро, 9 — жилы гиперстеновых тоналитов, 10 — амфиболовые микрогаббро-нориты, 11 — пироксен-амфиболовые габбро, 12 — офитовые лейкогаббро, 13 — амфибол-оливиновые габбро, 14 — габбро-анортозиты, эвриты, лейкократовые троктолиты, 15 — меланократовые троктолиты, плагιοклазовые перидотиты; 16, 17 — раннемеловой комплекс параллельных даек; 16 — базальты, плагιοгранит-порфиры, 17 — диабазы; 18 — доломовые габброиды; 19 — ореолы контактового метаморфизма; 20 — зоны расланцевания; 21 — геологические границы; 22 — фациальные границы в интрузивных породах; 23 — разломы. На врезке: 24 — верхнемеловые отложения; 25 — нижнемеловые и палеозойские (?) отложения нерасчлененные; 26 — раннемеловые интрузивные породы светлореченского комплекса; 27 — границы детальной геологической карты.

ли исследования Мончегорского плутона, возможно присутствие избыточного аргона [3].

Таким образом, имевшиеся к началу наших работ сведения не позволяли *априори* отдать предпочтение той или другой из двух взаимоисключающих точек зрения. При этом было очевидно, что в таком сложно построенном

районе, как хр. Пекульней, при отсутствии палеонтологически документированных позднедокембрийских и палеозойских отложений вопрос о наличии выходов раннего докембрия не может быть решен с помощью прямых геологических наблюдений. Отсюда наиболее рациональным путем разрешения спорной проблемы

представлялось разностороннее изучение «гранулит-базитов» и сопоставление их по комплексу признаков с типоморфными раннекембрийскими образованиями, тем более, что мы имели большой фактический материал по достоверно архейским гранулитам Омолон-Тайгоносского района Северо-Востока СССР [4, 5].

Выполненные в этом направлении исследования позволили заключить, что амфибол-двупироксеновые базиты хр. Пекульней не являются метаморфическими образованиями гранулитовой фации, а имеют магматическую природу\*. В соответствии с особенностями минерального состава и структуры они определяются нами как амфиболовые микрогаббро-нориты. Эти породы действительно отличаются очень своеобразным полосчатым строением, придающим им некоторое сходство с кристаллосланцами. На фоне тонкозернистой (0,1—0,8 мм) основной массы темно-серого с голубоватым оттенком цвета в них рельефно выделяются линзовидные поликристаллические агрегаты черной роговой обманки «ситовидной» структуры, достигающие нескольких сантиметров в длину (чаще всего 0,5—1,5 см). Они всегда ориентированы взаимно параллельно и концентрируются в полосы шириной до нескольких сантиметров, разделенные во много раз более широкими полосами, где амфибол микроскопически не различим. Сходство описываемых базитов с метаморфическими образованиями усиливается присутствием мало-мощных жилок лейкогаббро. Очень характерно, что вблизи них линзовидные сегрегации роговой обманки отсутствуют, но на границе жилок и субстрата нередко обособляются ее субидiomорфные кристаллы и гнезда (рис. 2). Характерна микрополосчатость участков, внешне кажущихся однородными. Она связана с вариациями зернистости и состава слоев. Миллиметровые «лейкосомы» представляют собой крайние по крупности зерна и богатству плагиоклазом члены в ряду подобной дифференциации.

Под микроскопом надежно устанавливаются признаки магматического происхождения данных пород. Мелкозернистая масса (основной плагиоклаз 50—60%, клинопироксен 20—25, гиперстен 5—8, роговая обманка 10—15, магнетит 5—10%, единичные зерна апатита, ильменита, циркона) обнаруживают четкую трахитоидную структуру, обусловленную ориентированным расположением сильно удлиненных лейст плагиоклаза. В относительно крупнозернистых разностях структура призматически

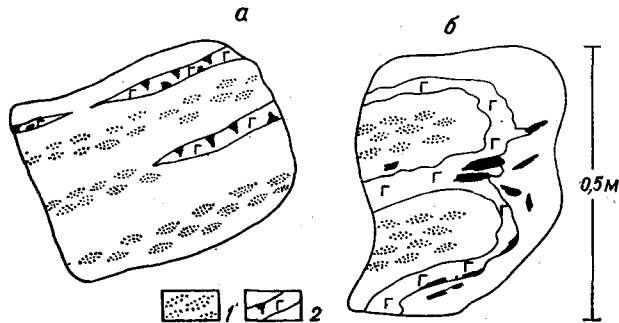


Рис. 2. Полосчатые тектуры амфиболовых микрогаббро-норитов (а, б — разрезы соответственно перпендикулярный и параллельный полосчатости).

1 — линзовидные сегрегации роговой обманки; 2 — жилки лейкогаббро (черное — кристаллы и скопления кристаллов роговой обманки). Зарисовки обнажений.

зернистая. Крупные выделения роговой обманки, для которой типична густая коричневатобуряя или буро-зеленая окраска ( $N_g$  1,670—1,67,  $2V$  —  $75 \div 86^\circ$ ,  $cNg$   $15$ — $18^\circ$ ), имеют пойкилофитную структуру благодаря беспорядочно ориентированным включениям мельчайших лейст плагиоклаза и зернышек гиперстена. Большая часть гиперстена образует небольшие самостоятельные кристаллы ( $N_g$  1,722,  $2V$ ,  $2 = -60^\circ$ ). Для клинопироксена — бледноокрашенного диопсида — характерны реакции с роговой обманкой. Типоморфной особенностью микрогаббро-норитов является высокое содержание магнетита, образующего как самостоятельные крупные выделения, так и обильные мелкие включения в плагиоклазе и клинопироксене.

Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика микрогаббро-норитов и основных кристаллосланцев, подтверждающая генетическое различие тех и других пород, приведена в табл. 1. (Химический состав минералов приведен в табл. 2.)

Этим выводом полученные результаты, однако, не исчерпываются. Проведенные работы показали, что самым эффективным подходом к расшифровке природы амфибол-двупироксеновых базитов северной части хр. Пекульней является анализ их взаимоотношений с другими основными породами района и прежде всего с теми, магматическое происхождение которых сомнений не вызывает. Весь комплекс имеющихся геологических, петрологических, минералогических данных свидетельствует, что амфиболовые микрогаббро-нориты представляют собой одну из разновидностей в генетически единой ассоциации габброидов, которая действительно слагает, как это считали В. А. Захаров и М. В. Филимонов, крупный интрузивный массив. Он назван нами Светлореченским. Под тем же наименованием предлагается выделять самостоятельный магмати-

\* К выводу об отсутствии в районе оз. Пекульней-гытгыи пород, сопоставимых с архейскими гранулитами фундамента Сибирской платформы, пришли также В. И. Шульдинер и его коллеги на основании своих полевых наблюдений 1981 г. (устное сообщение).

## Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика амфиболовых микрогаббро-норитов и амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев

№ п/п	Амфиболовые микрогаббро-нориты	Кристаллические сланцы *
1	Идиоморфная лейстовидная форма выделений плагиоклаза, указывающая на его раннюю быструю кристаллизацию [2]	Изометричная форма зерен плагиоклаза с неправильными бластическими границами — следствие кристаллизации под давлением
2	Простой характер двойников, обусловленный их образованием одновременно с ростом кристаллов; параллельное расположение двойниковых плоскостей, связанное с переориентировкой кристаллов в процессе оседания	Очень тонкое полисинтетическое двойникование плагиоклаза с характерным выклиниванием одной из систем двойниковых индивидов, указывающим на деформационную природу двойникования; неориентированное (изотропное) расположение двойниковых плоскостей в массе породы, связанное с литостатическим характером давления
3	Прямая зональность плагиоклаза, возникающая в ходе кристаллизации его из расплава	Незональное строение плагиоклаза либо нечеткая обратная зональность, обусловленная вхождением натрия в клинопироксен в связи с повышением общего давления
4	Порфириовидная форма выделений роговой обманки, указывающая на ее позднемагматическое разрастание в условиях свободного доступа вещества	Преимущественно одинаковые размеры зерен всех минералов при возможном разрастании любого из них (метаморфическая дифференциация)
5	Присутствие внутри крупных выделений роговой обманки беспорядочно ориентированных мелких лейст плагиоклаза, свидетельствующее о последовательном выделении кристаллов из расплава	Отсутствие включений в роговой обманке, тем более минералов с элементами идиоморфизма
6	Реакционные соотношения роговой обманки с клинопироксеном, связанные с ее более длительным ростом	Равновесные структурные (бластические) соотношения между всеми минералами без признаков реакционного взаимодействия
7	Присутствие в плагиоклазе и клинопироксене мелких включений магнетита, свидетельствующее, что его кристаллизация предшествовала кристаллизации силикатов	Равномерное рассеяние магнетита в массе породы, указывающее на его кристаллизацию одновременно с другими минералами
8	Плагиоклаз содержит 55—95% анортитовой молекулы (чаще всего 80—85%)	Плагиоклаз содержит 47—55% анортитовой молекулы (в связи с уходом части кальция в гранат)
9	Ромбический пироксен содержит менее 1% (0,66—0,91%) $Al_2O_3$	Ромбический пироксен содержит более 1% (1—6%) $Al_2O_3$
10	Клинопироксен практически не содержит $Na_2O$	Клинопироксен содержит 0,2—1% $Na_2O$
11	Роговая обманка содержит: $TiO_2$ — 0,9—1,6%, $Al_2O_3$ — 6, $Fe_2O_3$ — 15, $Na_2O$ — 0,5, $K_2O$ — 0,03%; общая железистость ( $F$ ) составляет 33—35%	Роговая обманка содержит: $TiO_2$ — 2%, $Al_2O_3$ — 12, $Fe_2O_3$ — 23, $Na_2O$ — 1,5, $K_2O$ — 2,2%; общая железистость ( $F$ ) составляет 58—60%

\* Приведенные свойства, в том числе данные о составе минералов, относятся к амфибол-двупироксеновым кристаллическим сланцам архейского фундамента Омолонского срединного массива, обнажающимся в бассейне р. Бол. Ауланджи.

ческий комплекс, представители которого имеются и в южной половине хребта (Стерлигова, 1982 г.).

Установленные особенности состава и строения Светлореченского массива, а также его положение в тектонической структуре хр. Пес-

кульней позволяют заключить, что он принадлежит к особому, ранее не выделявшемуся в регионе типу, соединяющему в себе черты расслоенных плутонов и многофазных орогенных интрузий. Чертами, характерными для классических расслоенных плутонов, обладает первая

Химический состав минералов из амфиболовых микрогаббро-норитов, мас. %

Описание	Номер образца									
	Обр. 528				Обр. 645-1				Обр. 645	
	Пл	Ам	Рп	Мп	Пл	Ам	Рп	Мп	Пл	Рп
SiO <sub>2</sub>	46,72	48,23	51,77	52,81	51,03	50,50	52,28	52,75	52,03	52,69
TiO <sub>2</sub>	Н. о.	1,58	0,21	Н. о.	Н. о.	0,87	0,14	0,13	0,00	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,00	6,29	0,66	0,69	31,14	5,91	0,76	1,38	29,83	0,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,66	15,15	25,82	10,18	0,53	15,41	26,60	10,77	0,30	25,95
MnO	Н. о.	0,29	0,76	0,27	Н. о.	0,36	1,07	0,35	0,06	0,91
MgO	»	15,49	22,28	14,61	»	14,31	20,95	13,51	0,00	21,01
CaO	17,21	11,28	0,81	22,29	14,56	11,78	0,78	22,26	14,36	1,01
Na <sub>2</sub> O	1,95	0,55	Н. о.	Н. о.	2,89	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3,37	Н. о.
K <sub>2</sub> O	0,11	0,03	»	0,05	Н. о.	0,05	»	»	0,07	»
С у м м а	99,65	98,59	102,31	100,90	100,15	99,19	102,58	101,15	100,02	102,64
F	—	33	36	26	—	35	38	28	—	38

Примечание. Пл — плагиоклаз, Ам — амфибол, Рп — ромбический пироксен, Мп — моноклинный пироксен, Ол —

оливин;  $Fe_2O_3^* = FeO + Fe_2O_3$  (в пересчете на  $Fe_2O_3$ );  $F = \frac{Fe_2O_3^*}{Fe_2O_3^* + MgO + MnO} \%$ ; Н. о. — элемент не обнаружен. Анализы минералов выполнены на микроанализаторе «Камебакс» В. В. Кнауфом (ВСЕГЕИ).

(главная) фаза массива, состоящая из двух внешне резко различных фаций: краевой группы и расслоенной серии. Вторая (дополнительная) фаза представлена небольшими телами амфиболовых и биотит-амфиболовых габбро с сопутствующей им жильной серией амфиболовых плагиогранитов.

Амфиболовые микрогаббро-нориты являются типичным компонентом краевой группы. Те специфические особенности, которые придают им сходство с кристаллосланцами (тонкозернистые структуры, ориентированные текстуры, макро- и микрополосчатость), обусловлены высокой скоростью кристаллизации этих пород в анизотропной по термодинамическим и механическим свойствам среде, что свойственно именно краевым, быстро охлаждающимся частям интрузий.

Важно, что амфиболовые микрогаббро-нориты пользуются в Светлореченском массиве ограниченным распространением, очень быстро переходя в обычные пироксен-амфиболовые габбро — массивные мелкозернистые породы темно-серого цвета с характерным «стекляным» блеском свежего скола. Они сложены плагиоклазом № 85—90 (40—50%), буро-зеленой роговой обманкой (40—50%), диопсидом (3—15%), магнетитом (3—5%). От 2 до 5% составляет гиперстен, наблюдающийся в виде включений в роговой обманке. Диопсид, напротив, четко индивидуализирован. Микроструктура офитовая, переходящая в пойкилоофитовую. В некоторых разностях роговая обманка образует равномерно рассеянные сантиметровые кристаллы — своего рода гомологи линзовидных выделений амфибола в микрогаббро-

норитах. Пироксен-амфиболовые габбро также содержат закономерно ориентированные лейкократовые жилки, дифференцированные здесь вплоть до кварцевых габбро с типичной гипидиоморфно-зернистой структурой.

В полях развития пород краевой группы локализованы, кроме того, жильные тела крупнозернистых гиперстеновых тоналитов мощностью до нескольких десятков метров. Именно они и были описаны Г. Е. Некрасовым в качестве «эндербитов».

Расслоенная серия включает средне-, крупно- и гигантозернистые породы: плагиоклазовые перидотиты, троктолиты (меланократовые и лейкократовые), оливиновые габбро, эвкриты, габбро-анортозиты, амфибол-оливиновые габбро-нориты. Они слагают единые геологические тела с хорошо выраженной полосчатостью разного масштаба: от грубой (десятки метров) до сантиметровой и даже миллиметровой, которая по своей четкой выдержанности иногда напоминает слоистость осадочных пород. С параллельно-полосчатыми пачками нередко соседствуют прослои в разной степени деформированные, вплоть до «изоклинально-складчатых». Серия сопровождается жильными дифференциатами: габбро-пегматитами, офитовыми лейкогаббро, магнетитовыми габбро-норитами, микро-феррогаббро. В целом она отвечает комплексу «стратифицированных» габброидов, выделенному М. С. Марковым и Г. Е. Некрасовым.

Петрографическое разнообразие расслоенной серии обусловлено вариациями количественных соотношений внутри единого набора минералов: оливина, ромбического и моноклинного пи-

Химический состав минералов из пород расслоенной серии, мас. %

Оксид	Номер образца												
	Обр. 643а					Обр. 629-3-2				Обр. 629-3-1			
	Пл	Ам	Рп	Мп	Ол	Пл	Рп	Ол	Шп	Пл	Ам	Рп	Мп
SiO <sub>2</sub>	44,63	45,25	52,77	51,17	37,08	44,16	53,23	38,40	0,53	45,53	44,26	52,60	51,28
TiO <sub>2</sub>	Н. о.	0,04	0,09	0,09	Н. о.	Н. о.	0,18	0,06	Н. о.	0,07	1,93	0,10	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,85	11,88	3,37	2,70	1,47	35,17	3,94	1,55	63,63	34,18	11,22	2,86	3,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,29	11,04	18,34	6,88	28,92	0,37	13,62	20,31	20,20	0,43	11,74	19,06	7,61
MnO	Н. о.	0,13	0,34	0,28	0,52	Н. о.	0,49	0,55	0,14	Н. о.	0,54	1,07	0,32
MgO	0,16	16,09	25,92	15,96	34,98	0,19	29,19	41,26	16,63	»	14,92	25,24	14,85
CaO	19,11	11,63	0,93	23,25	0,04	19,46	0,55	Н. о.	0,05	18,45	11,60	0,86	23,06
Na <sub>2</sub> O	0,72	1,30	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,45	Н. о.	»	0,29	1,15	1,36	Н. о.	Н. о.
K <sub>2</sub> O	Н. о.	0,03	»	»	»	Н. о.	»	»	Н. о.	Н. о.	0,05	»	»
Сумма	99,76	97,39	101,76	100,33	103,01	99,80	101,20	102,13	101,47	99,81	97,62	101,79	100,61
F	—	26	26	18	29	—	19	20	38	—	28	27	20

Примечание. Обр. 643а — амфибол-оливиновый габбро-норит, обр. 629-3-2 — меланократовый троктолит, обр. 629-3-1 — микроферрогаббро (жилка в обр. 629-3-2). Специальный анализ шпинели (Шп) на Cr дал отрицательный результат. Н. о. — элемент не обнаружен.

роксена, роговой обманки, шпинели, магнетита, плагиоклаза\*, свойства которых меняются в узком диапазоне (табл. 3). Структуры пород типично кумулятивные. Разности, обогащенные плагиоклазом, имеют габбровую структуру, иногда с элементами офитовой. На участках глубокого эрозионного вреза (район оз. Ромб, горный массив горы Зубец) устанавливается, что к нижним частям склонов приурочены высокотемпературные (оливинсодержащие) породы, выше сменяющиеся более низкотемпературными (диопсид-роговообманковыми). Крайние меланократовые члены серии, судя по всему, являются продуктами аккумуляции ликвидусного оливина в придонных частях камер кристаллизации. Изложенное свидетельствует о том, что породы расслоенной серии кристаллизовались из расплава большого объема, длительное время находившегося в условиях, приближенных к равновесным.

Е. М. Шарков показал, что сочетание краевой группы и главной полосчато-дифференцированной серии составляет неотъемлемую особенность всех расслоенных интрузий, так как только при наличии теплового экрана из закаленных пород эндоконтакта в центральных частях камер создаются условия, необходимые для возникновения расслоенности. При этом механизмы кристаллизации краевой части и главного объема расплава закономерно различаются, что отражается в строении и составе интрузивных фаций [18]. В этих теоретических разработках находят убедительное объяснение все эмпирически установленные признаки раз-

личия и сходства пород, слагающих Светлореченский массив, а также особенности их пространственного распределения и последовательности кристаллизации.

Картированием установлено, что значительные по площади выходы расслоенной серии приурочены к наиболее высоко приподнятым участкам хребта: горным массивам горы Одноглавый (1394 м, максимальная абсолютная отметка хр. Пекульней) и горы Зубец (1361 м). Поскольку в хр. Пекульней, как во всяком молодом горном сооружении, характер рельефа прямо зависит от амплитуды воздымания отдельных блоков, очевидно, что породы расслоенной серии выведены на уровень современного эрозионного среза из относительно глубоких частей массива.

Нашими данными подтверждается, что амфиболовые микрогаббро-нориты интродуцированы расслоенными габброидами, точнее, небольшими сателлитами главного объема, сложенными слабо дифференцированными разностями — амфибол-оливиновыми габбро-норитами, в первично-магматическом парагенезисе которых присутствует весь вышеперечисленный набор минералов, за исключением шпинели. Взаимоотношения, наблюдаемые в отдельных обнажениях, подтверждаются общим структурным рисунком территории: северо-восточное простирание тел амфибол-оливиновых габбро-норитов является резко секущим по отношению к северо-западной ориентировке полосчатости, характерной для пород краевой группы (см. рис. 1). Внедрение габброидов расслоенной серии в амфиболовые микрогаббро-нориты указывает на более быстрое затвердевание последних, что естественно для фаций эндоконтакта.

\* Сообщение Г. Е. Некрасова о присутствии в оливиновых габбро-норитах граната последующими наблюдениями не подтвердилось.



Химический состав пород Светлореченского массива

Компонент	Главная фаза										Дополнительная фаза		
	Расслоенная серия							Краевая группа			11	12	13
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
SiO <sub>2</sub>	40,24	38,86	42,67	45,37	41,3	40,8	43,3	44,6	44,5	68,30	45,7	49,0	72,04
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,09	0,78	0,12	1,2	1,2	0,4	0,9	0,7	0,57	0,6	0,6	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,02	24,38	22,98	32,24	16,5	17,3	17,5	17,3	18,7	15,44	17,5	17,1	14,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13,20	6,47	9,94	1,31	17,3	16,9	10,5	14,2	11,1	4,41	10,2	9,8	3,32
MnO	0,12	0,08	0,13	0,02	0,21	0,20	0,16	0,21	0,17	0,06	0,15	0,14	0,06
MgO	25,77	11,32	5,20	0,77	8,6	9,3	12,4	7,4	8,5	1,64	8,8	8,0	1,04
CaO	5,69	14,20	14,66	17,00	13,3	11,3	13,4	12,1	12,5	5,56	13,1	11,0	3,90
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,76	1,48	1,25	1,0	1,2	1,1	2,2	2,4	3,49	2,2	2,6	4,66
K <sub>2</sub> O	0,04	He обн.	0,05	0,04	0,05	0,21	0,10	0,29	0,39	0,42	0,28	0,45	0,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,01	0,05	0,01	0,03	0,03	0,04	0,10	0,07	0,10	0,05	0,06	0,04
П. п. п.	5,66	3,38	2,03	1,68	0,69	2,0	1,0	0,5	1,1	0,62	1,3	1,3	0,53
Сумма	100,56	99,55	99,97	99,81	—	—	—	—	—	100,61	—	—	100,72
Sr	167	312	355	472	258	—	271	334	318	339	277	269	314
Ca/Sr	238	319	289	252	362	—	352	258	284	115	332	298	87
F	20	22	49	46	50	48	30	49	40	58	37	38	63
n	1	1	1	1	4	2	5	9	5	1	2	3	1

Примечание. Анализы пород здесь и далее выполнены на квантометре АРЛ-72000 под руководством В. Я. Борхоева в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Содержание окислов — мас. %, Sr — г/т, n — число анализов, 1 — троктолит меланократовый, 2 — троктолит лейнократовый, 3 — габбро-анортосит, 4 — анортосит, 5 — магнетитовые габбро-нориты, 6 — микроферрогаббро, 7 — амфибол-оливиновые габбро, 8 — амфиболовые микрогаббро-нориты, 9 — пироксен-амфиболовые габбро, 10 — гиперстеновый тоналит, 11 — амфиболовые габбро, 12 — биотит-амфиболовые габбро, 13 — амфиболовый плагиогранит.

Характерно, что блок, в котором амфибол-оливиновые габбро-нориты тесно ассоциируются с амфиболовыми микрогаббро-норитами, занимает промежуточное положение между блоками, целиком сложёнными, с одной стороны, породами расслоенной серии, а с другой — краевой группы. Все они в совокупности с крайним западным блоком, где обнажаются амфиболовые габбро дополнительной фазы, образуют на правобережье р. Пекульнейвеем ряд последовательно воздымающихся ступеней («клавиш»), характеризующих все более глубокие срезы Светлореченского массива (см. рис. 1). Массив в целом обнаруживает асимметричное строение, выражающееся в том, что породы расслоенной серии всегда обнажаются восточнее, чем микрогаббро-нориты и пироксен-амфиболовые габбро (либо на некоторых участках не обнажаются совсем). Другим подтверждением асимметрии является приуроченность амфиболовых габбро дополнительной фазы исключительно к западной части массива.

По петрографическим особенностям амфиболовые габбро очень близки вышеописанным пироксен-амфиболовым, отличаясь от них в образце лишь большей величиной зерна, а в шлифе зачастую не отличаясь вовсе. Но на фоне гетерогенных образований краевой группы они картируются как самостоятельные геологические тела с достаточно четко очерченными

границами, секущими полосчатость микрогаббро-норитов (см. рис. 1). Некоторые дополнительные интрузии имеют мелкозернистую эндоконтактовую фацию. В юго-западной части Светлореченского массива, на левобережье р. Пекульнейвеем (см. рис. 1), обособляется крупный блок, где собственно амфиболовые габбро образуют реликты среди биотит-амфиболовых кварц-содержащих среднезернистых габбро, для которых (и только для них) характерны автометасоматические изменения (хлоритизация, эпидотизация, сосюритизация). Эти различия, по-видимому, слагают менее глубокие участки дополнительных интрузий. Геологическая самостоятельность дополнительной фазы подчеркивается наличием у нее собственных кислых дифференциатов — амфиболовых плагиогранитов, прослеживающихся в виде системы мощных жил вдоль всего западного склона хребта.

Петрологическим анализом подтверждается, что пространственная сопряженность всех перечисленных магматических пород объясняется их формированием из единого родоначального расплава. Одним из наиболее веских аргументов в пользу этого является родство амфиболовых микрогаббро-норитов с амфибол-оливиновыми габбро-норитами — минимально дифференцированными, как отмечалось выше, разновидностями расслоенной серии. Близость ука-

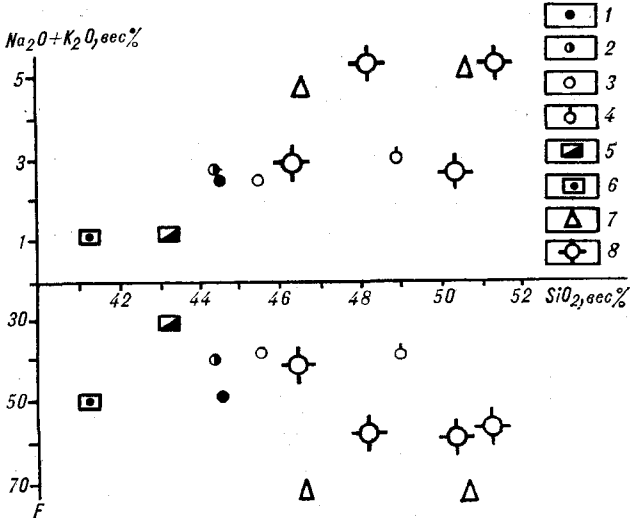


Рис. 3. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  и  $\text{SiO}_2 - F$  для пород светлореченского комплекса и габброидов других возрастных групп (по данным табл. 5 и 6).

1—6 — светлореченский комплекс: 1 — амфиболовые микрогаббро-нориты, 2 — пироксен-амфиболовые, 3 — амфиболовые, 4 — биотит-амфиболовые габбро; 5 — амфибол-оливиновые, 6 — магнетитовые, 7 — доменные габбро-нориты; 8 — ранне-меловые диабазы из комплекса параллельных даек.

занных пород, в шлифах маскируемая структурными огличиями, наглядно выявляется при сравнении их химического состава. Тем и другим породам свойственны такие специфические особенности, как очень низкое содержание  $\text{SiO}_2$ , щелочей (особенно калия), Sr, повышенное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и CaO, а также высокая величина отношения Ca/Sr (табл. 4). Соответственно не случайным является сходство минеральных парагенезисов. Основу обеих групп составляет высококальциевый плагиоклаз, с которым ассоциируют диоксид и ромбический пироксен, а также роговая обманка. Оливин — типоморфный минерал расслоенной серии — в габбро-норитах сохраняется в виде реликтов, бронированных ромбическим пироксеном или (чаще) роговой обманкой. Минералогическим анализом установлен одинаковый набор акцессориев: магнетит (резко преобладает), ильменит, пирит, единичные зерна апатита и циркона.

С другой стороны, амфиболовые микрогаббро-нориты через пироксен-амфиболовые габбро оказываются тесно связаны с амфиболовыми габбро дополнительной фазы, причем все три группы характеризуются одинаково низкими кремнекислотностью и щелочностью при стабильно повышенном содержании  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. табл. 4). Крайние члены этого петрографического ряда — биотит-амфиболовые габбро, отличаются только заметно большим количеством  $\text{SiO}_2$ . При переходе от амфиболовых микрогаббро-норитов к пироксен-амфиболовым габбро несколько снижается величина общей же-

лезистости, а далее она существенно не меняется (см. табл. 4, рис. 3).

Из различий между отдельными фациями особенно интересна противоположная направленность эволюции расплава в краевой и внутренней частях массива. В первой продукты максимально быстрой кристаллизации — амфиболовые микрогаббро-нориты — характеризуются более высокой железистостью, чем лучше раскристаллизованные пироксен-амфиболовые габбро, а конечные дифференциаты обогащены кремнеземом. Главная тенденция эволюции расслоенной серии — значительное возрастание железистости пород по мере кристаллизации расплава, что эффектнее всего проявляется в отщеплении предельно насыщенных железом дериватов: магнетитовых габбро-норитов и микроферро-габбро (см. табл. 4).

Механизмом, обеспечивающим тренд дифференциации краевой группы, является раннее выделение большого количества магнетита, которое, создавая дефицит катионов в расплаве, способствует кристаллизации плагиоклаза вместо мафических силикатов и накоплению некомпенсированного кремнезема, идущего на формирование кислой жильной серии. Сам факт первовыделения магнетита указывает на высокое давление летучих (прежде всего кислорода) в начале кристаллизации амфиболовых микрогаббро-норитов, что естественно объясняется резким переохлаждением расплава в краевых частях массива.

Кристаллизация главного объема расплава осуществлялась при его медленном охлаждении, способствующем разделению в пространстве ликвидусных (оливин, бронзит) и солидусных фаз. Парциальное давление кислорода здесь было относительно низким, что следует из более низкой щелочности пород расслоенной серии, меньшего содержания в них титана и фосфора при значительно более высокой глиноземистости.

Согласно изложенной модели, среднему составу исходного расплава ближе всего должны соответствовать наиболее структурно однородные разновидности краевых микрогаббро-норитов. В нашей коллекции это образец № 5656 из верховьев р. Поперечной. Он содержит 48%  $\text{SiO}_2$ , 70 —  $\text{TiO}_2$ , 17 —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 11 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 11 — CaO, 3,8 —  $\text{Na}_2\text{O}$ , 0,3%  $\text{K}_2\text{O}$  и отвечает базальту толеитовой серии островных дуг [9].

Завершая обзор химизма, отметим, что среди архейских базитов Северо-Востока СССР аналогами амфиболовых микрогаббро-норитов являются амфиболовые эклогиты, только для которых и характерна низкая кремнекислотность при высоком содержании железа и глинозема. В условиях высокого общего давления, отличающего гранулитовую фацию, такое сочетание компонентов вызывает первоочередную

## Химический состав базитов, вмещающих Светлореченский массив

Компонент	Породы												
	Роговики		Базальты					Диабазы				Габбро—нориты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	48,87	50,52	45,37	51,73	48,90	46,57	50,30	46,41	48,25	50,41	51,39	46,61	50,71
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,82	1,20	1,44	0,94	1,89	1,51	0,91	1,85	1,66	1,35	2,01	1,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,15	15,93	15,95	16,55	18,35	17,43	14,09	17,49	15,16	14,00	15,92	16,74	16,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,10	11,36	9,62	9,62	10,86	13,15	12,98	11,16	14,02	15,29	10,79	13,93	11,59
MnO	0,26	0,22	0,15	0,20	0,17	0,26	0,25	0,18	0,20	0,24	0,14	0,23	0,22
MgO	7,36	5,64	4,49	4,11	6,10	4,16	6,35	7,97	5,07	5,22	4,20	5,45	4,36
CaO	9,57	8,02	10,39	5,18	5,46	8,04	6,31	10,05	7,78	9,38	7,40	10,08	9,28
Na <sub>2</sub> O	4,13	4,55	4,67	5,60	5,46	3,49	5,57	2,25	4,84	2,54	4,63	4,30	4,78
K <sub>2</sub> O	0,24	0,82	0,62	0,80	0,78	1,20	0,25	0,75	0,56	0,19	0,74	0,38	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,41	0,27	0,30	0,14	0,47	0,20	0,14	0,24	0,20	0,17	0,50	0,34
П. п. п.	1,02	1,26	7,44	4,66	2,98	3,01	2,80	2,91	2,64	1,36	3,09	0,05	0,19
Сумма	100,91	100,55	100,17	100,19	100,14	99,67	100,61	100,22	100,61	100,49	99,82	100,28	100,17
Sr	376	—	290	403	596	597	222	286	—	263	381	433	398
Ca/Sr	308	—	251	90	64	94	199	246	—	250	136	163	163
F	43	50	52	54	47	61	59	41	58	60	57	72	73

Примечание. Места отбора образцов: 1, 2 — правобережье р. Пекульнейвеем, 3—5, 8—11 — верховья руч. Олень, 6, 7 — истоки р. Перевальной, 12, 13 — истоки р. Мал. Поперечной. Возрастную привязку см. в тексте.

кристаллизацию граната — барофильного минерала, богатого Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и бедного SiO<sub>2</sub>. Его отсутствие в амфиболовых микрогаббро-норитах однозначно указывает на малоглубинные условия их кристаллизации.

Изучение контактов Светлореченского массива показало, что активные взаимоотношения с отложениями берриас-валаанжина имеют только тела дополнительной фазы. Наиболее совершенные в петрографическом отношении роговики по базальтам (табл. 5) и алевролитам наблюдались нами в коренных обнажениях на правобережье р. Пекульнейвеем (см. рис. 1). Ороговикованные базальты прослеживаются и далее на юго-запад, но здесь они подвержены более позднему расщеплению.

Выходы пород главной фазы на всем протяжении действительно ограничены разломами, однако интересно, что с ними систематически ассоциируют небольшие блоки стратифицированных метаморфических пород (именно они и были описаны В. А. Захаровым как роговики). Наши данные показывают, что эти образования принадлежат более низкому структурному этажу, чем отложения берриас-валаанжина. Их состав на восточном и западном склонах различен. На восточном склоне обнажается параметаморфическая толща, в низах которой преобладают гранат-биотит-гиперстеновые мелкозернистые гнейсы, а в верхней части — гранат-серицит-графитовые микросланцы. На западном склоне, в блоке близ оз. Спокойного, и в ксенолитах, выносимых гранитоида-

ми явранайского комплекса, вскрываются фрагменты толщи апобазальтоидных амфиболитов, испытавших глубокую метасоматическую гранитизацию (дебазификацию) и анатексис. Слоистые метаморфические образования интродуцированы силлами и дайками габбро-норитов, диабазов, плагиогранитов, среди которых различаются до- и постметаморфические. На восточном склоне хребта, где парароды всегда контактируют с габброидами расщепленной серии, и в гнейсах, и в секущих их интрузивных телах (в том числе в диабазах, идентичных раннемеловым) выявлены отчетливые признаки ороговикования.

Стратифицированные метаморфические образования мы предположительно датируем палеозоем\*, основываясь на их сходстве с фаунистически охарактеризованными палеозойскими метаморфическими породами верховьев р. Тяньюер и восточного побережья п-ова Тайгонос [12, 16]. Возраст послеметаморфических габбро-норитов (см. табл. 5, анализы 12, 13) опреде-

\* Эти образования не эквивалентны «карбонатно-терригенно-углистой» толще, выделенной в [11]. Согласно нашим данным, в поле ее распространения преобладают кремнистые породы, чередующиеся с натровыми базальтами и кварцевыми кератофирами. Из верховьев руч. Олень толща прослеживается в истоки рек Мал. Поперечной и Перевальной, где В. В. Семеновым в ней найдена фауна берриас-валаанжина. Петрографически базальты руч. Олень и р. Перевальной родственны между собой и с раннемеловыми диабазами комплекса параллельных даек (см. табл. 5).

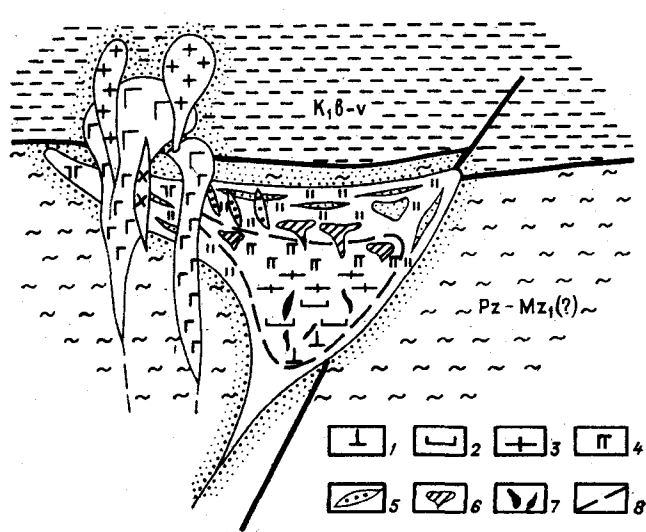


Рис. 4. Схема реконструкции внутреннего строения Светлореченского интрузивного массива (на широте р. Пекульнейвеем).

1—4 — расслоенная серия: 1 — плагиоклазовые перипотиты, меланократовые троктолиты; 2 — лейкократовые троктолиты, оливиновые габбро, эвкриты; 3 — габбро-анортозиты, анортозиты; 4 — амфибол-оливиновые габбро-нориты; 5—7 — жильная серия: 5 — амфибол-оливиновые габбро-нориты, 6 — офиотовые лейкогаббро, 7 — магнетитовые габбро-нориты и микроферрогаббро; 8 — граница между расслоенной серией и краевой группой. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

ляется как домеловой, поскольку они не проникают в отложения берриас-валаанжина.

С изучением метаморфических пород связан круг вопросов, которые должны быть рассмотрены особо. Здесь отметим, что их присутствие на современном эрозионном срезе помогает лучше понять условия формирования Светлореченского массива. Так, тесная сопряженность метаморфических пород и габброидов главной фазы позволяет предположить, что магматическая камера располагалась в структурах основания нижнемелового геосинклинального комплекса,

и поверхность несогласия в его подошве могла играть роль механического и теплового экрана, предопределившего накопление летучих по периферии камеры кристаллизации и медленное остывание ее центральных частей.

Многие особенности внутреннего строения массива: полосчатое распределение сегрегаций амфибола и лейкогаббро в породах краевой группы, закономерная ориентировка жильных тел, деформации расслоенных габбро — хорошо объясняются явлениями термоусадки [14].

Вся совокупность данных позволяет интерпретировать Светлореченский массив как сильно асимметричный гарполит (рис. 4), локализованный в висячем крыле длительно развивавшегося горст-антиклинория, который с современных позиций может быть определен в качестве поднятия древней островной дуги [8, 10]. В истории ее развития светлореченскому магматическому комплексу, становление которого, согласно наблюдениям В. Е. Стерлиговой (1982 г.) в южной половине хребта, происходило после излияния ультраосновных вулканитов готерива, принадлежит важное место. Его внедрением начинался этап орогенного интрузивного магматизма, следующую стадию которого составляют гранодиориты и плагиограниты яранайского комплекса. Представляется, что определяющее значение в тектоническом развитии хр. Пекульней в целом, в том числе в последовательности проявления и пространственном размещении продуктов магматической деятельности (в частности, в смене с востока на запад натровых вулканитов и диабазов офиолитовой ассоциации сначала высокоглиноземистыми габброидами раннеорогенного светлореченского комплекса, а затем известково-щелочными гранитоидами позднеорогенного яранайского), имела система долгоживущих глубинных разломов, наклоненных под островодужное поднятие.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аникеев Н. П., Васьяковский А. П. и др. Тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. XXX, кн. 2. М.: Недра, 1970.
2. Вольнец О. Н., Колосков А. В. Минералогические критерии фаций глубинности магматических образований. — В кн.: Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука, 1982.
3. Жиров К. К., Докучаева В. С., Бабкина К. М. К геохимии гелия и аргона при автотектоническом изменении пород Мончегорского плутона. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5.
4. Жуланова И. Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайганонос. — Геотектоника, 1974, № 1.
5. Жуланова И. Л., Милова А. П., Давыдов И. А. Этапы формирования «гранитного» слоя Северо-Восточной

- Азии по геологическим и геохронологическим данным. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981.
6. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. — М.: Наука, 1983.
7. Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан: Кн. изд-во, 1961.
8. Колосков А. В., Хубуня С. А. Об анортозитовой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

9. *Луц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
10. *Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— М.: Наука, 1975.
11. *Марков М. С., Некрасов Г. Е.* Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульной, Чукотка).— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
12. *Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки.— М.: Наука, 1976.
13. *Некрасов Г. Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульной (левобережье р. Анадырь).— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6.
14. *Осинов М. А.* Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки.— М.: Наука, 1982.
15. *Паланджян С. А., Чехов А. Д., Лаврова Л. Д.* Тектоника и офиолиты хребта Пекульной (Чукотка).— Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
16. *Филимонов М. В.* Палеозойские образования верховьев р. Танюрер.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан: Кн. изд-во, 1972.
17. *Чехов А. Д., Лаврова Л. Д. и др.* О тектоническом строении хребта Пекульной.— Колыма, 1982, № 3, 4.
18. *Шарков Е. В.* Петрология расслоенных интрузий.— Л.: Наука, 1980.

*СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан*

*Поступила в редакцию  
28 мая 1985 г.*

УДК 551.21 : 551.761.3(571.65)

А. И. Афицкий, П. П. Лычагин

### НОРИЙСКИЙ АНДЕЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОЛОЙСКОЙ ЗОНЫ

Продукты андезитового вулканизма, относящиеся к монотисовым и надмонотисовым слоям и широко распространенные в Олойской складчатой зоне, представлены мощными (1500—1700 м), преимущественно тефроидными накоплениями. Изредка наблюдающиеся высокоглиноземистые лавы основного и среднего состава иногда имеют субщелочной калиевый характер. Это может указывать на принадлежность их к шоппони-

Норийский вулканизм Олойской складчатой зоны, как и всего Северо-Востока СССР,— один из наиболее слабо изученных эпизодов геологической истории региона. Первые сведения о норийских вулканогенно-осадочных образованиях этой структуры приведены в работах [1, 2], в XXX томе «Геологии СССР» [5] и в сборнике [9]. Между тем масштабы этого явления достаточно велики, а его характер весьма своеобразен, поскольку продукты норийского вулканизма представлены почти исключительно тефroidными отложениями, сформированными в морских условиях. Ограниченное развитие лав при этом связано, по-видимому, с необычайно высокой эксплозивностью извержений. Олойская складчатая зона, образованная в результате развития прогиба эвгеосинклинального типа [11—13], представляет собой особо благоприятный объект для изучения состава вулканических образований норийского яруса вследствие развития среди них пород лавовой фации.

В основу настоящей статьи вошли материалы, полученные А. И. Афицким при исследовании естественных разрезов отложений норийского яруса на левобережье р. Большой Анюй (правый приток р. Колымы) в ее среднем и нижнем течении. В результате изучения серии различных по размеру и характеру обнаженности береговых обрывов (разрезы 1 и 2 на рис. 1) составлен следующий схематический разрез норийских вулканогенно-осадочных образований, отдельные части которого удалось исследовать весьма детально и с послойным описанием.

1. Пироксеновые базальты, андезитобазальты и их туфы, переслаивающиеся с туфоалевро-

товой ассоциацией. Петрографическое изучение тефroidов по разрезу свидетельствует о гомодромной последовательности развития вулканизма. Норийский вулканизм Олойской зоны является одним из эпизодов позднепалеозойской — мезозойской вулканической эпохи, проявившейся не только на Северо-Востоке СССР, но и в пределах значительной части Тихоокеанского пояса.

литами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфокогломератами. В верхней половине пачки встречены остатки двустворчатых моллюсков *Monotis ochotica* (Keys.), *Monotis prosalinaria* Afitsky, sp. nov.; *Monotis* sp. indet. (здесь и далее определения А. И. Афицкого), датирующие средненорийский возраст вмещающих пород. Мощность пачки 400—500 м. Остатки морских беспозвоночных организмов содержится нередко в вулканогенно-осадочных породах, перемежающихся непосредственно с потоками лав. Особенностью слоев (пачек) вулканоген-

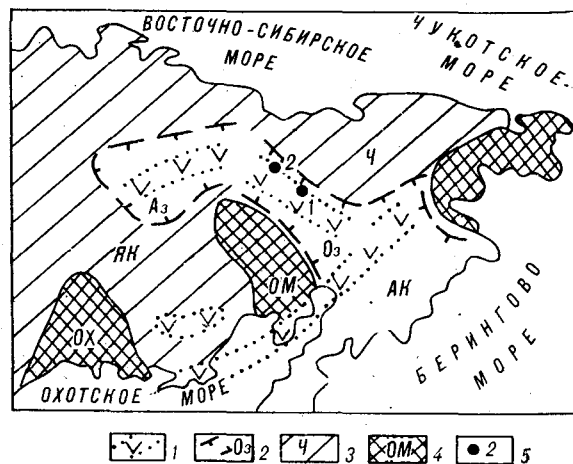


Рис. 1. Ареалы норийского андезитового вулканизма на Северо-Востоке СССР.

1 — ареалы норийского андезитового вулканизма; 2 — границы эвгеосинклинальных зон и систем (Аз — Алазейская, Оз — Олойская, АК — Анадырско-Корянская); 3 — миогеосинклинальные системы (ЯК — Яно-Колымская, Ч — Чукотская); 4 — срединные массивы (ОМ — Омолонский, ОХ — Охотский); 5 — местоположение изученных разрезов 1 и 2 (см. текст).

по-терригенных пород является довольно часто наблюдаемая их литофациальная неустойчивость как в вертикально-стратиграфическом, так и в латеральном направлении. Даже в пределах отдельных обнажений можно видеть слои, в которых тонкозернистые породы (алевролиты) более или менее постепенно замещаются по простирацию песчаниками, гравелитами, крупногалечными и валунными конгломератами. В отчетливо косослоистых алевролитах и мелкозернистых песчаниках (обнажения на разрезе 1), сформировавшихся на отложениях (аккумулятивных) пляжных участках литорали (приливо-отливной зоны) и смежных площадях сублиторали, ориктоценоз образован остатками двустворок, в основном монотисов, среди которых отмечаются многочисленные сомкнутые раковины и разрозненные, но целые створки. Значительно реже встречаются фрагменты раковин наутилоидей и стеблей морских лилий, а также аллохтонные остатки наземных растений, в том числе куски древесины и хорошо сохранившиеся в отдельных местонахождениях сложноперистые листья папоротников. Латеральный переход от алевролитов и песчаников к псефитовым породам отчетливо фиксируется и по тафономическим особенностям вышеуказанных окаменелостей: в цементе гравелитов и особенно конгломератов они обычно представлены в виде детрита раковин, расщепленных обломков древесины, обрывков листьев и веток, что может свидетельствовать об интенсивной волноприбойной (абразивной) деятельности моря, проявлявшейся соответственно на участках с высокими скальными берегами. Все сказанное указывает на то, что процесс осадконакопления в исследованном районе происходил в условиях контрастного тектонического режима дна островного морского бассейна и периодических вспышек вулканической деятельности, сопровождавшихся извержениями лав и громадных масс пирокластического материала. Эти факторы в основном предопределяли контрастно-динамичный характер рельефа, сложный гипсометрический профиль берегов древнего архипелагового моря, а следовательно, и обусловили биофациальную (эколого-тафономическую) и литофациальную (вещественно-гранулометрическую) неоднородность прибрежно-морских вулканогенно-осадочных образований.

2. Туфоконгломераты, туфогравелиты, разнозернистые туфопесчаники и слабоизвестковистые туфоалевролиты с редкими монотипами плохой сохранности в низах разреза пачки и единичными *Tosapecten* sp. indet. (? *T. suzukii* (Kob.)), *Chlamys* sp. indet. в верхней ее части. Мощность 350—400 м.

3. Туфоконгломераты и туфобрекчи, туфогравелиты и туфопесчаники. В песчаниках и

гравелитах очень редко встречаются раковины (обычно фрагментарной сохранности) двустворок *Tosapecten* cf. *hiemalis* (Teller), *Oxytoma* sp. indet., *Lima*? sp. indet., а также неопределенные остатки наутилоидей, мшанок, криноидей (?) и наземной флоры (обрывки листьев, куски расщепленной древесины). По стратиграфическому положению пачки и названным выше двустворкам возраст пород с некоторой долей условности определяется как верхнеюрский (надмонотисовая толща). Мощность 500—600 м.

4. Туфогравелиты, туфоконгломераты и туфопесчаники, содержащие потоки миндалекаменных базальтов, андезитобазальтов, андезитов. Отмечаются горизонты ритмично-слоистых флишеподобных отложений с вулканомиттовой компонентой, а также, по-видимому, не частые потоки дацитов и риолитов. В туфогравелитах изредка встречаются обломки раковин двустворчатых моллюсков (окситомы, лимы (?) и др.), стебли криноидей и следы жизнедеятельности илоедов. Мощность 150—200 м. Выше несогласно залегают верхнеюрские осадочные отложения с остатками бухий (разрез 1).

Приведенный схематический разрез имеет суммарную мощность порядка 1500—1700 м (монотисовые слои — 500—550, надмонотисовые — 1000—1150 м). Отмечая допуски при подсчете приведенных значений мощностей (из-за плохой обнаженности района), следует подчеркнуть, что нам не удалось зафиксировать ни нижнюю биостратиграфическую границу монотисовых слоев, ни верхнюю границу надмонотисовой толщи, которая тождественна верхней границе триасовой системы на Северо-Востоке СССР.

Породы в изученных естественных разрезах смяты в сложные, разные по размерам и форме складки от сундучных до изоклинальных, кливажированы, местами интенсивно разбиты крутозалегающими дизъюнктивными нарушениями северо-западного и субмеридионального простираний.

Как видно из приведенного описания разреза, подавляющий объем вулканических накоплений в норийском ярусе находится в форме тефроидного (туфогенного) материала. Вследствие этого сведения о составе вулканических пород, полученные при изучении ограниченно развитых лав, должны дополняться данными по петрографии обломков эффузивов в тефроидах.

Петрологически наиболее хорошо изучен разрез 1 вулканогенных образований, где известно несколько лавовых потоков, встречающихся начиная от основания и кончая верхней частью вскрытого здесь разреза. По составу они представлены базальтами и андезитобазальтами, содержащими от 25 до 50% вкрапленников

плаггиоклаза, клинопироксена и, очень редко, — ромбического пироксена и роговой обманки. Плаггиоклаз образует таблитчатые, реже лейстовидные кристаллы зонального строения размером до 2,5 мм, колеблющиеся по составу от олигоклаз-андезина на периферии до лабрадорбитовита в ядре. Зональность нередко носит сложный прямо-повторный характер. Встречаются также обломки еще более крупных кристаллов, обычно сильно корродированные и содержащие червеобразные вроски стекла (?). Клинопироксен — округлые зерна размером до 2 мм, включающие иногда пойкилитовые вроски плаггиоклаза. Характеризуется слабым плеохроизмом в бледно-зеленоватых тонах. В андезитобазальтах верхней части разреза норийской надмонотисовой толщи (см. рис. 1) в составе порфировых выделений наряду с клинопироксеном появляется в небольшом количестве зеленовато-бурая роговая обманка. В ассоциации с моноклинным пироксеном изредка присутствует ромбический, образующий призматические кристаллы, которые полностью замещены идингситом. Основная масса пород, содержащая обильные мелкие кристаллы рудного минерала, характеризуется пилотакеитовой или гиалопилитовой структурами, массивной или миндаляковой текстурой. Миндалины образованы карбонатом либо хлоритоподобным минералом.

Эффузивные породы из разреза 2 (см. рис. 1) петрографически несколько отличаются от рассмотренных. Среди них, наряду с базальтами и андезитобазальтами, встречаются и андезиты, отличающиеся от более основных разновидностей относительно лейкократовым составом основной массы. Характеризуясь клинопироксен (иногда дупироксен)-плаггиоклазовым парагенезисом минералов — вкрапленников, все перечисленные эффузивы включают изредка единичные изогнутые пластинки бурого биотита, а также хлоритовые псевдоморфозы по роговой обманке. Их специфической чертой является цеолитизация (ломонтитизация?) плаггиоклазов. Миндалины иногда заполнены анальцимом (?).

Значительная информация об особенностях петрографии вулканических пород и изменениях их состава по разрезу получена при изучении тефроидов, сложенных обломками эффузивов исключительно однообразного состава для каждого слоя. Породы каждого такого слоя, по-видимому, состоят из продуктов одного вулканического выброса.

Наиболее детально изучены тефроиды в разрезе 1 (см. рис. 1, 2). Из результатов обработки этих материалов следует (рис. 2):

1. В верхней части разреза резко повышается относительное количество обломков фенокристаллов.

2. Среди обломков кристаллов вверх по разрезу уменьшается роль плаггиоклаза за счет возрастания количества клинопироксена, который, в свою очередь, в самой верхней части разреза заменяется роговой обманкой.

3. Породы верхней части разреза содержат повышенное количество рудного минерала.

4. В верхней части разреза в заметных количествах наблюдаются обломки оплавленных кристаллов кварца, нередко в сростках с фельзитовой основной массой кислого состава, а также единичные пластинки биотита.

Отмеченные изменения состава тефроидов носят, в общем, согласованный характер. Они могут свидетельствовать о возрастании во времени водонасыщенности извергающегося расплава, с чем связано и появление роговой обманки, и увеличение степени его раскристаллизованности. Для времени формирования надмонотисовой толщи характерны незначительные проявления кислого вулканизма.

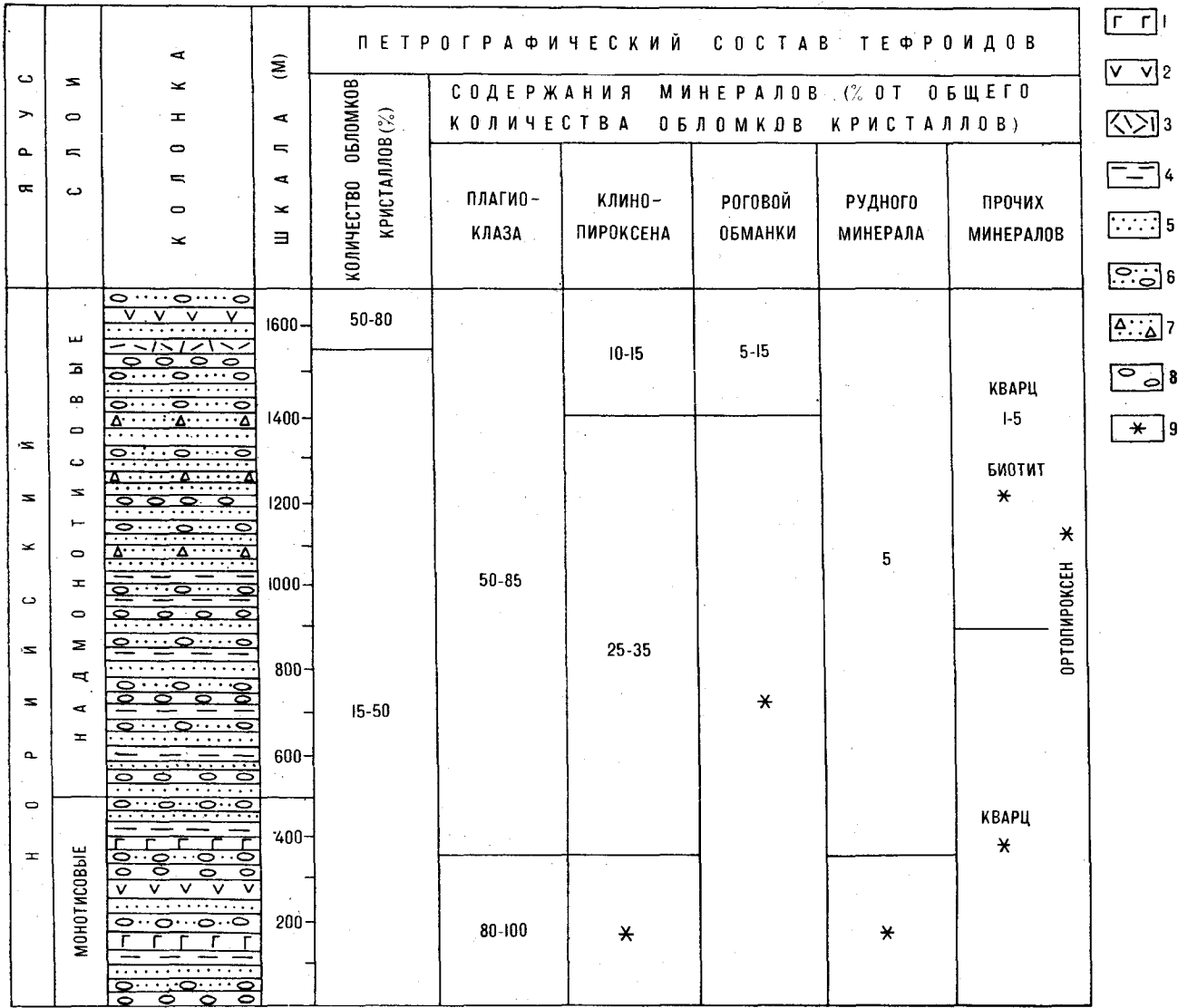
Тефроиды аналогичного состава являются резко преобладающими породами и для отложений норийского яруса других частей Олойской зоны — Алучинского и Яракваамского поднятий [2].

Химизм эффузивов норийского яруса охарактеризован в таблице (колонки 1—9). Для сравнений приведены также составы раннемезозойских вулканитов некоторых других структур Северо-Востока СССР и складчатого обрамления Тихого океана.

Изменяясь по кремнекислотности от базальтов до андезитов, норийские вулканические породы Олойской складчатой зоны сильно варьируют как по общей щелочности, так и по ее типу. Наряду с натриевыми разновидностями, характеризующимися относительно небольшими содержаниями щелочных окислов (см. таблицу, колонки 1, 2, 5), присутствуют и варианты, отличающиеся повышенной калиевостью при увеличенном общем количестве калия и натрия (см. таблицу, колонки 3, 4, 7). Такие вариации щелочности и ее типа не сопровождаются закономерными изменениями содержаний других компонентов. Подавляющему большинству пород свойственны также значительные количества глинозема и относительно пониженные — двуокиси титана. Рассмотрение данных по содержаниям в породах микроэлементов свидетельствует об общей согласованности изменений количества рубидия и окиси калия. Примечательной чертой химизма большинства рассматриваемых эффузивов являются повышенные содержания пятиоксида фосфора, что свойственно главным образом субщелочным породам.

Рассмотренные особенности химизма и петрографии норийских вулканитов свидетельствуют о принадлежности их к продуктам ан-





- Г Г 1
- ∇ ∇ 2
- ◁ ▷ 3
- 4
- 5
- ○ 6
- △ △ 7
- ○ 8
- \* 9

Рис. 2. Стратиграфическая колонка норийских осадочно-вулканогенных образований бассейнов рек Светлой и Банной и изменения состава тефроидов по их разрезу.  
 1 — базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — дациты (?) и липариты (?); 4—8 — тефроидные обломочные породы (4 — туфоалевролиты, 5 — туфопесчаники, 6 — туфогравелиты, 7 — туфобрекчия, 8 — туфоконгломераты); 9 — единичные зерна.

дезитового вулканизма в широком смысле этого термина. Несмотря на то что преобладающими породами норийского яруса являются базальты и андезитобазальты, особенности их состава и сосуществование с ними андезитов, в понимании С. Р. Тэйлора и А. Дж. Уайта [16], заставляет отличать рассмотренную ассоциацию от так называемых «толеитовых» и «щелочных» серий и считать ее принадлежащей к категории известково-щелочных образований. Авторы склонны, вслед за В. Ф. Белым [3], истолковывать подобные породные ассоциации как продукты андезитового вулканизма, представляющего собой особое геологическое явление, свойственное активным конти-

нентальным окраинам и проявляющееся как в пределах вулканогенных поясов и орогенных структур, так и в геосинклинальных прогибах. Определив таким образом сущность предмета обсуждения и проведя анализ встречаемости подобных образований на Северо-Востоке СССР, отметим, что проявления норийского и (часто) значительно более широкого по возрастному диапазону андезитового вулканизма широко распространены на всей территории региона (см. рис. 1). Обильные продукты вулканизма этого типа слагают верхнепалеозойские — нижнемезозойские образования Алазейской зоны [8]. Аналогичные вулканогенные образования свойственны и геосинклинальному

разрезу северо-западного фланга Анадырско-Корякской складчатой системы [4, 6]. Породы названных структур отличаются от развитых в Олойской зоне эффузивов более высокой натриевостью и несколько меньшей суммой щелочных окислов (см. таблицу, колонки 10—13). Близкий характер имеют тефроидные продукты норийского геосинклинального андезитового вулканизма юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы [10].

Анализ встречаемости продуктов андезитового вулканизма по разрезам складчатых сооружений Северо-Востока СССР приводит к заключению о том, что максимальная интенсивность геосинклинального андезитового вулканизма этого региона приходится на норийский век, а ареалы распространения его продуктов соответствуют зональности перикратонного типа, локализуясь в основном вокруг Омолонского массива (см. рис. 1).

За пределами Северо-Востока СССР обильные продукты раннемезозойского андезитового вулканизма, близкие к рассматриваемым, широко распространены в составе геосинклинальных образований пояса Фрезер на западе Северной Америки [14] и в пределах Арауканского вулканического пояса [7]. Эти породы также характеризуются высокоглиноземистым субщелочным, нередко калиевым характером (см. таблицу, колонки 14—16).

Сравнивая химизм вулканических пород норийского яруса Олойской зоны и других упомянутых в настоящей работе ассоциаций, нетрудно заметить, что среди них выделяются образования двух типов — относительно низкощелочного натриевого (ассоциации Алазейской зо-

Химический состав (окислы — вес. %, микроэлементы — г/т) эффузивов норийского яруса Олойской зоны и других регионов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	49,54	55,42	45,74	51,81	45,84	59,40	60,97	50,56	53,00	51,05	61,98	51,55	62,84	53,49	57,94	61,80	50,62
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,83	1,10	0,74	1,14	0,42	0,33	0,72	1,24	1,37	0,99	1,57	0,84	1,47	0,63	0,62	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,06	17,25	15,25	18,10	16,57	16,13	17,15	17,90	14,00	18,51	17,26	18,74	17,41	16,69	19,92	17,23	16,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,84	8,43	10,59	7,63	11,23	5,36	3,95	4,32	5,67	6,40	3,07	3,65	2,58	6,34	2,94	3,04	4,11
FeO	0,17	0,16	0,20	0,16	0,19	0,18	0,14	0,30	0,21	5,78	1,79	6,35	2,97	3,95	—	—	4,55
MnO	6,06	3,20	6,28	4,22	6,79	3,38	1,50	3,95	0,21	5,05	1,00	5,44	2,28	4,14	—	—	0,17
MgO	7,71	8,08	10,60	5,14	8,49	4,40	3,88	6,76	6,48	8,18	7,14	8,07	4,65	6,70	4,34	3,93	6,24
CaO	5,35	3,15	3,26	4,18	3,74	3,96	5,17	5,06	4,44	3,06	5,17	3,69	3,62	5,10	4,32	6,16	9,26
Na <sub>2</sub> O	0,16	1,10	2,53	4,43	1,60	2,12	3,10	2,22	2,34	0,39	1,42	0,94	2,80	1,34	4,17	2,35	2,93
K <sub>2</sub> O	0,44	0,42	0,34	0,58	0,64	0,20	0,21	0,20	0,23	—	—	—	—	0,37	—	—	2,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,43	2,42	4,32	3,34	3,84	4,43	3,58	3,91	3,06	—	—	—	—	—	—	—	0,44
П. п. п.	100,34	100,16	100,21	100,32	100,07	99,98	99,98	100,66	100,16	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	1,78
Сумма	3	16	28	67	22	22	34	—	—	20	23	—	—	—	—	—	99,68
Rb	253	289	765	735	938	453	483	—	—	383	406	—	—	—	—	—	59
Sr	95	259	400	389	316	517	668	—	—	235	393	—	—	—	—	—	943
Ba	33	31	89	17	30	34	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	683
Cr	46	14	69	15	51	17	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	156
Ni	38	70	129	69	140	41	30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50
Co	88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24

Примечание. 1, 2 — базальт и андезитобазальт, р. Светлая; 3, 4 — базальты, р. Банная; 5—7 — базальт (5) и андезиты (6, 7), р. Тополевка; 8, 9 — базальт и андезитобазальт, р. Кудичалька; 10, 11 — средние составы раннемезозойских базальтов (n = 4) и андезитов (n = 7) Алазейской складчатой зоны [8]; 12, 13 — то же, Кони-Тайгонской складчатой зоны (расчитаны по данным [6]) соответственно по 28 и 6 анализам; 14 — средний состав базальт-андезитовой группы пород из юрских вулканических Арауканского пояса, Чилиско-Аргентинские Анды [7]; 15, 16 — андезитобазальт и андезит группы Росленд юрского возраста, юго-западная Британская Колумбия [14]; 17 — средний состав лопанового базальта [13]. Анализ образцов Я. Борхадеева (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР). Определения Sr, Ni, Co проведены рентгено-флуоресцентным методом на установке АН-7200 под руководством Я. А. Полопова (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР). Анализ, приведенные в колонках 8, 9, выполнены из материалов весовых спектральных анализом под руководством Л. А. Полопова (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР). Анализ, приведенные в колонках 8, 9, выполнены из материалов А. Г. Сенотрусова (1977 г.). Сумма железа определена в форме окиси. В работе Дикinson [14] указаны только весовые количества катионов. Для данной таблицы они были пересчитаны на окислы, содержания которых приведены к 100%.

ны, Анадырско-Корякской системы и породы из разреза 1), и субшелочного, заметно более калиевого. Последние, в том числе и развитые в пределах Олойской зоны, обнаруживают сходство с вулканитами пошонитовой ассоциации (см. таблицу, колонка 17), локализуемыми обычно в тыловых частях островных дуг [15], тогда как более натриевые известковистые породные серии Северо-Востока СССР сходны с вулканитами внешних частей этих же структур. Нынешняя изучен-

ность вулканитов Олойской зоны не позволяет однозначно говорить о наличии здесь подобной зональности, однако допущение ее возможности может использоваться в качестве рабочей гипотезы в дальнейших исследованиях.

Таким образом, норийский вулканизм Олойской зоны явился одним из эпизодов андезитовой вулканической эпохи, проявившейся в пределах Тихоокеанского подвижного пояса в течение позднего палеозоя — мезозоя.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афицкий А. И. Биостратиграфия триасовых отложений бассейна р. Большой Анкой (правый приток нижнего течения р. Колымы).— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 2.
2. Афицкий А. И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Анюй (Западная Чукотка).— М.: Наука, 1970.
3. Белый В. Ф. К геодинамике зон андезитового вулканизма (на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса).— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
4. Белый В. Ф. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1978.
5. Геология СССР. Т. 30, кн. 2.— М.: Недра, 1970.
6. Заборовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе.— М.: Наука, 1978.
7. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма.— М.: Недра, 1983.
8. Лычагин П. П. Андезитовый вулканизм Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР).— Вулканология и сейсмология, 1983, № 4.
9. Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. (Под ред. В. Л. Масайтиса.— Л.: Недра, 1981.
10. Паньчев И. А. Стратиграфия пермских и мезозойских отложений участка больших излучин р. Колымы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. Магадан: Кн. изд-во, 1966.
11. Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. Вып. 15.— Л., 1969.
12. Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
13. Шило Н. А., Мерзляков В. М. и др. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
14. Dickinson W. R. Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific margin of North America.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, v. 73, N 10.
15. Morrison G. W. Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rock association.— Lithos, 1980, v. 13, N 1.
16. Taylor S. R., White A. J. R. Geochemistry of andesites and the growth of continents.— Nature, 1965, v. 208, N 5007.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
4 мая 1984 г.

М. Х. Гагиев

## РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ФРАНКО-ФАМЕНСКИХ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР ПО КОНОДОНТАМ

Разрезы пограничных отложений франского и фаменского ярусов, расположенные в юго-западной части Приколымского поднятия, содержат богатые и разнообразные комплексы конодонтов, характеризующие все зоны и подзоны стандартной конодонтовой шкалы. Интервалу «теодосиевых» слоев в этих разрезах отвечает конодонтовая зона *gigas*. С основанием средней

подзоны *triangularis* совпадает подошва дуксундинской свиты. С точки зрения масштабности перестройки в конодонтовой фауне, последний уровень является наиболее предпочтительным в качестве нижней границы фаменского яруса. Франско-фаменская граница на Северо-Востоке СССР повсеместно совпадает с отчетливым крупным литобиофаціальным событием.

Проблема фиксации границы между франским и фаменским ярусами является темой многолетней дискуссии. В стратотипических разрезах Рейнских сланцевых гор основание фаменского яруса проводится на уровне нижней границы цефалоподовой геозоны *Cheiloceras* [22]. В разрезах Динантского бассейна (Бельгия) франско-фаменский рубеж традиционно совмещается с границей между формациями Матань и Сензейль. Расчленение и внутрирегиональная корреляция пограничных отложений франа и фамена Динантского бассейна базируется на зонах ринхонеллид [20]; первые представители аммоноидей рода *Cheiloceras* установлены несколько выше основания формации Сензейль. Значительную роль в уточнении и межрегиональной корреляции франско-фаменских пограничных слоев Рейнской области и Динантского бассейна сыграли в последние два десятилетия конодонты [14, 15, 22]. По данным В. Циглера [22], основание геозоны *Cheiloceras* в ФРГ совпадает с нижней границей верхней подзоны *triangularis* стандартной шкалы конодонтов. Основание формации Сензейль, по данным изучения конодонтов, может располагаться на более низких уровнях: внутри средней подзоны *triangularis*, в основании средней подзоны, или даже может соответствовать нижней границе нижней подзоны [15]. Конодонтовые комплексы в пограничных франско-фаменских слоях разрезов Динантского бассейна и Рейнской области, в целом, сходные и позволяют производить детальные сопоставления; основные проблемы состоят в выборе страто- и топотипа границы ярусов.

В СССР с основанием геозоны *Cheiloceras* (и фаменского яруса) принято соотносить значительно более высокий уровень шкалы конодонтовых зон — подошву зоны *sterpida*; последняя коррелируется с задонским горизонтом центральных районов Русской платформы [9]. Следует, однако, отметить, что в последнем регионе, как и во многих других на территории европейской части СССР, рассматриваемые пограничные слои характеризуются относительно небольшой мощностью, не исключая скрытые стратиграфические перерывы, и своеобразием состава конодонтовых комплексов. По этим причинам выделение зоны *triangularis* в центральных районах Русской платформы является слабо обоснованным, а подзоны этой и других зон верхнего франа и нижнего фамена вообще невозможно распознать. Последнее относится практически ко всем известным разрезам соответствующих отложений европейской части СССР.

На Северо-Востоке СССР франско-фаменские отложения широко распространены и представлены разнообразными фациями: карбонатными, терригенными, терригенно-карбонатными, карбонатно- и терригенно-кремнистыми, вулканогенными и прочими. До недавних пор биостратиграфическое расчленение, внутри- и межрегиональная корреляция этих толщ основывались на бентосной фауне — главным образом на брахиоподах. В принятой на Северо-Востоке Унифицированной стратиграфической схеме региона верхней части франского яруса отвечает местная зона (лона) *Theodossia ansofsi*, а нижнему фамену — зона *Cyrtospirifer tschernyschewi* [11]. Практическое использова-

ние этих подразделений для решения стратиграфических задач встречает большие трудности. Брахиоподовая фауна отчетливо ограничена в распространении и приурочена преимущественно к карбонатным фациям. В интервале пограничных франско-фаменских слоев на Северо-Востоке СССР, как и во многих других регионах мира, отмечается отчетливая и резкая литобифациальная перестройка, сопровождающаяся резким обеднением состава или исчезновением бентосной фауны. Виды-индексы зон *Th. anossofi* и *S. tschernyschewi* известны в немногих коренных выходах, а разрезы с установленной последовательностью этих двух зон вообще отсутствуют. Остальные группы бентосной фауны зависят от фациального контроля в меньшей степени; находки головоногих моллюсков являются крайне редкими. Возраст многих крупных местных стратиграфических подразделений в неблагоприятных для бентосных организмов фациях оставался до недавних пор фаунистически необоснованным. Единственной группой фауны, позволяющей проводить детальные внутри- и межрегиональные корреляции пограничных отложений франского и фаменского ярусов, являются конодонты, богатые и разнообразные комплексы которых установлены автором в последние годы во многих районах бассейна р. Колымы (Омулевское и Приколымское поднятия, Березовский прогиб и др.).

Наиболее интересными и представительными в отношении полноты конодонтовой характеристики пограничных слоев франа и фамена являются разрезы юго-западной части Приколымского поднятия. Среди них особенно выделяются разрезы «Фран» и «Маховик», расположенные в коренных бортах долин рек Ясачной и Поповки соответственно и являющиеся одними из немногих на Северо-Востоке, содержащих «теодосиевую» фауну [6]. Расстояние между разрезами не превышает 20 км (рис. 1). В структурном отношении они приурочены к северному крылу Нятовской грабен-синклинали [10], залегание пород крутое или (часто) опрокинутое. Разрезы наращиваются с севера на юг, частично дублируют друг друга и образованы почти непрерывными скальными выходами.

Указанные разрезы неоднократно посещались и изучались Б. В. Пепеляевым (1958, 1959, 1966 гг.), К. В. Симаковым (1960 г.), В. С. Шульгиной (1978 г.), Б. Н. Назаровым (1980 г.) и другими исследователями. Разрез «Фран» был детально описан и опробован на конодонты автором в 1980 и 1983 гг., результаты обработки основной части этих проб, а также образцов, собранных ранее В. С. Шульгиной в разрезе «Маховик», послужили основой для данной статьи. Используются также



Рис. 1. Местоположение опорных разрезов пограничных отложений франа и фамена юго-западной части Приколымского поднятия.

сведения, полученные автором при изучении разрезов и конодонтов Омулевского поднятия и Березовского прогиба.

Нижние части обоих разрезов «Фран» и «Маховик» представлены мощной толщей красноватых базальных конгломератов среднего девона, содержащей в верхах прослой лав и туфов основного состава. Выше согласно залегают доломиты и доломитизированные известняки ярходонской свиты живетского (приблизительно) возраста. Рассматриваемый здесь интервал разрезов характеризует их верхнюю (франско-фаменскую) часть, представленную меунджинской свитой, согласно залегающей на ярходонской, и нижними слоями дуксунджинской свиты. Последняя формировалась в условиях максимума развития трансгрессии моря.

#### РАЗРЕЗ «ФРАН» (рис. 2, табл. 1, 2)

##### Франский ярус, Меунджинская свита

I. Слой 35—39. Известняки глинистые и доломитистые, серые и желтовато-серые, параллельноплитчатые, в верхней части — слабокомковатые, с прослоями известковистых песчаников, аргиллитов и брекчиевидных известняков. Мощность 25 м. В известняках — скопления мелких колоний аулопорид и строматопоридей, редкие и мелкие раковины брахиопод и гастропод плохой сохранности. Конодонты мелкие, встречаются очень редко: *Polygnathus spatulatus*, *P. aff. foliatus*, *P. cf. decorosus*, *P. ex gr. decorosus*, *P. cf. xylus*, *P. cristatus*. Возрастное положение пачки определяется следующим. По данным Дж. Клаппера и В. Циглера, верхний предел распространения *Polygnathus xylus* ограничен нижнефранской зоной *asymmetricus*, а *P. cristatus* исчезает в средней подзоне этой зоны ([18], табл. 3). В Западной Австралии *P. spatulatus* характерен только для нижней подзоны *asymmetricus* [16]. Таким об-

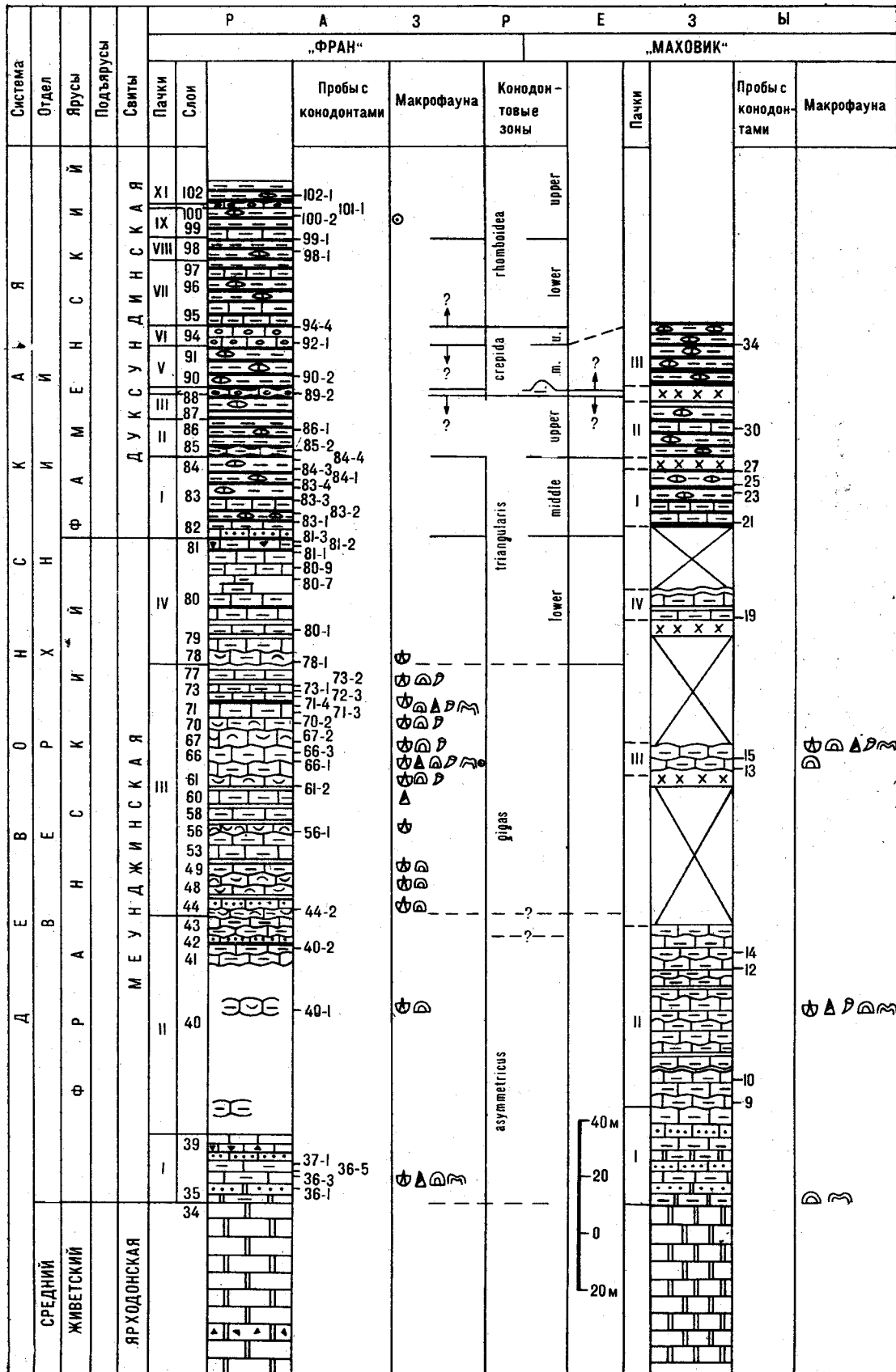
## Конодонтовые комплексы меунджинской свиты в разрезе «Фран»

Конодонты	Конодонтовые зоны																									
	<i>asymmetricus</i>					<i>gigas</i>										<i>triangularis</i>										
	Подзоны																									
																Lower										
	Номера проб																									
	36-1	36-3	36-5	37-1	40-1	40-2	44-2	56-1	61-2	66-1	66-3	67-2	70-2	71-3	71-4	72-3	73-1	73-2	78-1	80-1	80-7	80-9	81-1	81-2	81-3	
<i>Polygnathus spatulatus</i> Young.	●																									
<i>P. aff. foliatus</i> Bryant	●																									
<i>P. ex gr. decorosus</i> Stauffer	●	●	●	○	○				●		●															
<i>P. xylus</i> Stauffer			○	○																						
<i>P. cristatus</i> Hinde			○	○	○																					
<i>P. decorosus</i> Stauffer			○	○	○																					
<i>P. brevis</i> M. et Young.								●						●	●	●										
<i>P. politus</i> Ovnatanova							○	●		●		○		●	●	●										
<i>P. aff. churkini</i> S. et F.								○		●		●		●	●	●										
<i>P. krestovnikovi</i> Ovnatanova								○		●		●		●	●	●										
<i>P. aff. pollocki</i> Druce									●		●		●													
<i>P. churkini</i> S. et F.									●	●	●		●		○											
<i>P. tymanicus</i> Ovnatanova										●		○		○												
<i>P. incompletus</i> Uyeno																										
<i>P. aff. politus</i> Ovnatanova															●											
<i>P. «aff. dengleri»</i> S. et F.																										
<i>P. aff. normalis</i> M. et Young.																										
<i>P. aff. incompletus</i> Uyeno																										
<i>P. normalis</i> M. et Young																										
<i>P. sinuosus</i> Szulczewski																										
<i>Spathognathodus brevis</i> B. et Z.						●																				
<i>Sp. gradatus</i> (Youngquist)																										
<i>Icriodus brevis</i> Stauffer						○																				
<i>I. cornutus</i> Sannemann																						○	○			
<i>I. alternatus</i> Branson et Mehl																								●		

разом, наиболее предпочтительна корреляция с нижней подзоной *asymmetricus*.

II. Слои 40—43. Известняки глинистые, комковатые, серые и темно-серые, с тонкими прослоями известковистых аргиллитов, редкими скоплениями мелких колоний аулопорид и битой ракуши брахиопод. Приблизительная мощность 80 м. Редкие конодонты, обнаруженные в этой плохо обнаженной пачке (*Polygnathus* cf. *cristatus*, *Spathognathodus brevis*, *Icriodus* cf. *brevis* и др.), характеризуют зону *asymmetricus*, вероятнее всего, ее среднюю подзону. Такая корреляция подтверждается присутствием *Sp. brevis*, диапазон распространения которого в северо-западных районах Русской платформы ограничен свиновским горизонтом (коллекция автора из сборов каменного материала К. В. Симакова, 1972 г.). Верхняя часть пачки по ее стратиграфическому положению может соответствовать верхам зоны *asymmetricus* и зоне *Anc. triangularis*.

III. Слои 44—77, «Теодосиевые слои». Известняки глинистые, комковатые, реже параллельноплитчатые; иногда тонкополосчатые, с прослоями или в переслаивании с известковистыми алевролитами и аргиллитами. Мощность около 90 м. Частые скопления табулят *Mastopora compacta* (Tschern.), ругоз *Aulacophyllum pepeljaevi* Bulv., *Megaphyllum rachiense* Soshk., *M. aff. caespitosum* Soshk., брахиопод *Theodossia ex gr. anosofi* (Vern.), *Th. evlanensis* Nal., *Cyrtospirifer* sp., *Productella subaculeata* Murch., *Spinatrypa aff. tubocostata* Raack. [6 и др.]. Конодонты встречаются постоянно, но в небольшом количестве и представлены своеобразным комплексом полигнатусов. Основное коррелятивное значение в этом конодонтовом комплексе имеют *Polygnathus brevis*, *P. politus*, *P. incompletus* и *P. churkini*, характерные для воронежского и мендымского горизонтов европейской части СССР, соответствующих зоне *gigas* [7—9, 13]. Указанная



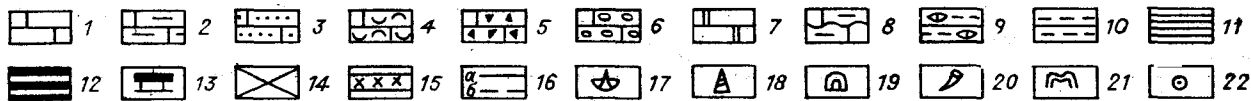


Рис. 2. Расчленение и корреляция разрезов «Фран» и «Маховик» по конодонтам.

1—5 — известняки: 1 — разноразмерные, 2 — глинистые и кремнисто-глинистые, 3 — песчаные, 4 — детритовые, 5 — брекчиевидные; 6 — известняковые конгломераты и конгломерато-брекчии; 7 — доломитизированные известняки и доломиты; 8 — комковатые глинистые известняки; 9 — линзы и линзовидные прослои известняков в алевролитах; 10 — алевролиты известковистые и известковисто-кремнистые; 11, 12 — аргиллиты и сланцы; 13 — известнистые, 14 — кремнистые; 15 — слабо обнаженный интервал разреза; 16 — разрывное нарушение; 17 — диабазовые дайки и силлы; 18 — стратиграфические и биостратиграфические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 17—22 — макрофаунистические остатки: 17 — брахиоподы, 18 — гастроподы, 19 — табуляты, 20 — ругозы, 21 — строматопориды, 22 — членики криноидей.

корреляция подтверждается составом конодонтовых комплексов в соответствующих слоях разреза «Маховик» (см. рис. 2, табл. 3).

IV. Слой 78—81. Известняки глинистые, в нижней части — комковатые и грубодетритовые, в верхней, частично осыпной части, — параллельноплитчатые и пелитоморфные. Отмечаются редкие прослои известково-глинистых сланцев и брекчированных известняков. Мощность оценивается в 45 м. В нижней части пачки наблюдаются скопления битой ракуши брахиопод (мелких спириферид). Комплекс конодонтов представлен преимущественно полигнатусами франского облика (*Polygnathus aff. incompletus* Ueno), однако появляются фаменские икриодусы, характерные для зон *triangularis*, *sepidi* и др.: *Icriodus alternatus*, *I. cornutus* [21]. Наиболее предпочтительна корреляция с нижней подзоной *triangularis*, подтверждаемая стратиграфическим положением пачки, а также комплексом конодонтов в соответствующих слоях разреза «Маховик».

### Фаменский ярус, Дуксундинская свита

I. Слой 82—84. Тонкоплитчатое чередование известковистых песчаников и глинистых известняков, характерное для базальной части пачки, выше сменяется ритмичным переслаиванием тонкоплитчатых и очень тонко- и параллельнополосчатых черных и темно-серых глинистых и кремнисто-глинистых алевролитов и аргиллитов. В алевролитах наблюдаются линзовидные обособления темно-серых глинистых известняков. Мощность 28 м. Макрофауна не обнаружена. Конодонты характеризуются богатым и разнообразным комплексом пальматолеписов, полигнатусов и икриодусов, типичным для средней подзоны *triangularis* (см. табл. 3). Основное коррелятивное значение имеют *Palmatolepis triangularis*, *Pa. subperlobata*, *Pa. delicatula*, *Pa. delicatula clarki* [18]. Среди полигнатусов преобладают представители типично раннефаменской «группы» *Polygnathus brevilaminus*, а среди икриодусов — *Icriodus arkonensis*.

II. Слой 85—86. Линзовидные обособления пелитоморфных глинистых темно-серых извест-

няков в тонкоплитчатых и тонкопараллельнополосчатых кремнеаргиллитах, прослой известково-глинистых аргиллитов и сланцев. Мощность 14,5 м. Здесь (совместно с вышеперечисленным комплексом конодонтов) обнаружены наиболее ранние *Palmatolepis cf. minuta minuta* и *Pa. tenuipunctata*, позволяющие производить корреляцию с верхней подзоной *triangularis* стандартной шкалы [18].

С зоной *triangularis* (без выделения подзон) в европейской части СССР сопоставляются евановские и ливенские слои Урало-Поволжья [7], круойская и шяулийская свиты Прибалтики [4]; на Южном Урале эта зона выделена в аскыном горизонте [5].

III. Слой 87—88. Частое переслаивание тонкоплитчатых и тонкополосчатых темно-серых и черных кремнеалевролитов и аргиллитов, редкие линзы глинисто-кремнистых известняков. Мощность 8,5 м. Конодонты не обнаружены.

IV. Слой 89. Известняковая конгломерато-брекчия невыдержанной мощности, постепенно переходящая в тонкоплитчатые известняковые гравелиты и песчаники. Мощность от 0,5 до 1,0 м. Обнаружен богатый и разнообразный комплекс конодонтов хорошей сохранности, характерный для нижней подзоны *sepidi*. Указанная корреляция обосновывается совместным присутствием *Palmatolepis delicatula clarki*, *Pa. cf. triangularis* и типичных форм зоны *sepidi* — *Pa. sepidi*, *Pa. quadrantinodosalobata* (ранний морфотип), характерным только для нижней подзоны стандартной нижнефаменской зоны *sepidi* [18, 21]. Полигнатусы очень немногочисленны, обнаружены также единичные экземпляры *Polylophodonta cf. linguiformis*. Последний, по данным Й. Хелмса [17], характерен для средней — верхней части цефалоподовой зоны *Cheiloceras*.

V. Слой 90, 91, 93. Породы, аналогичные описанным в пачке III; линзы глинисто-кремнистых известняков становятся более частыми. Мощность 16 м. Конодонты довольно многочисленны, однако из-за литологических свойств породы выделяются с трудом и слабо очищаются от глинистых частиц. Присутствие очень раннего морфотипа *Palmatolepis glabra prima* позволяет производить сопоставление



## Конодонтовые комплексы дуксундинской свиты в разрезе «Фран»

Конодонты	Конодонтовые зоны																	
	triangularis				crepida				rhomboidea									
	Подзоны																	
	Middle				Upper		L.	M.	Upper		L.	Upper						
	Номера проб																	
	83-1	83-2	83-3	83-4	84-1	84-3	84-4	85-2	86-1	89-2	90-2	92-1	94-4	98-1	99-1	100-2	101-1	102-1
<i>Palmatolepis triangularis</i> Sannemann	○	●	○	●	●				○	○								
<i>Pa. delicatula delicatula</i> Br. et M.	●	●	●	●		●	○		●	●								
<i>Pa. delicatula clarki</i> Ziegler	●	●	●	●		●			●	●								
<i>Pa. subperlobata</i> Br. et M.	●		●	●		●	●	●	●	●								
<i>Pa. triangularis</i> — <i>quadrantinodosalobata</i>		●	●															
<i>Pa. minuta minuta</i> Br. et M.								○	●	●	●			●	●	●	●	●
<i>Pa. tenuipunctata</i> Sannemann									●	●	●							
<i>Pa. regularis</i> Cooper										●	●							
<i>Pa. quadrantinodosalobata</i> Sann.										●	●	○		●	○			
<i>Pa. crepida</i> Sannemann										●	●				●			
<i>Pa. glabra prima</i> Ziegler et. H.											●		●	●	●		●	●
<i>Pa. delicatula protorhomboida</i> Sandberg et Ziegler												○						
<i>Pa. glabra prima</i> Morph. 1												●		○			●	●
<i>Pa. rhomboidea</i> Sannemann														●	●	●	●	●
<i>Pa. klapperi</i> Sandberg et Ziegler														○	●	●	●	●
<i>Pa. glabra pertinata</i> Ziegler														●	●	●	●	●
<i>Pa. quadrantinodosalobata</i> Morph. 1														●	●	●	●	●
<i>Pa. poolei</i> Sand. et Ziegler														●	●	●	●	●
<i>Pa. minuta loba</i> Helms														●	●	●	●	●
<i>Pa. circularis</i> Szulcz.														●	●	●	●	●
<i>Pa. perlobata perlobata</i> Ul. et B.														●	●	●	●	●
<i>Pa. minuta wolskae</i> Ovnat.														●	●	●	●	●
<i>Pa. glarba lepta</i> Z. et H.														●	●	●	●	●
<i>Pa. glarba acuta</i> Helms														●	●	●	●	●
<i>Pa. glarba prima</i> Morph. 2														●	●	●	●	●
<i>Pa. subgracilis</i> Bischoff														●	○			
<i>Pa. minuta aff. schleizia</i> Helms.														●	●	●	●	●
<i>Pa. perlobata schindewolfi</i> M.														●	●	●	●	●
<i>Polygnathus normalis</i> M. et Y.				●													●	
<i>P. procerus</i> Sann.		●												●				
<i>P. brevilaminus</i> Br. et M.																		
<i>P. sp. nov. A</i> Helms									○									
<i>P? pseudostrigosus</i> Dr. et Dus.															●	●	●	●
<i>P. lauriformis</i> Dr. et Dus.															●	●	●	●
<i>P. glaber glaber</i> Ul. et Bassler															●	●	●	○
<i>P. nodocostatus ovatus</i> Helms															●	●	●	●
<i>Polylophodonta linguiformis</i> Br. et M.															●	●	●	●
<i>Ancyrognathus symmetricus</i> Br. et M.															●	●	●	●
<i>Icriodus alternatus</i> Br. et M.			●	●		●									●	●	●	●
<i>I. arconensis</i> Stauffer			●	●	●	●	●											
<i>Pelecysgnathus planus</i> Sann.												○						
<i>Vjaloviodus tardus</i> Gagiev										●			○		●	●		●

либо со средней подзоной *crepida*, либо с наиболее низкой частью верхней подзоны этой зоны.

VI. Слой 92, частичное повторение слоя 94. Известняковые валунно-галечные конгломераты и гравелиты. Мощность 6,5 м. Для комплекса конодонтов характерно совместное присутствие *Palmatolepis* cf. *delicatula protorhomboida*, неизвестного выше основания верхней подзоны *crepida*, *Pa. glabra prima* Morph. 1 и *Pa. cf. poolei*, появляющихся внутри и в кров-

ле этой подзоны соответственно [48, 19]. Возможно, эти породы следует соотносить с верхней подзоной *crepida*, хотя не исключается корреляция с низами нижней подзоны *rhomboida*.

Зона *crepida* (без выделения подзон) установлена в нижней части макаровского горизонта Южного Урала [5], а также в нижнефаменских пестроцветных отложениях Волго-Уральской области [13]. В качестве ее эквивалента в центральных районах Русской плат-

## Конодонтовые комплексы меунджинской и дуксундинской свит в разрезе «Маховик»

Конодонты	Конодонтовые зоны														
	asymmetricus				gigas		triangularis				crepida				
	Подзоны														
					L.		Middle				Up.		L.		M.
Номера проб															
	9	10	12	14		13	15	19	21	23	25	27	30		34
<i>Polygnathus</i> aff. <i>xylus</i> Stauffer	●	●	●				●								
<i>P. decorosus</i> Stauffer		○	○	●											
<i>P. xylus pacificus</i> Savage et Funai			○												
<i>P. aff. dengleri</i> Bischoff et Ziegler			●												
<i>P. webbi</i> Stauffer			●												
<i>P. churkini</i> Savage et Funai			●	●											
<i>P. aff. australis</i> Druce							●								
<i>P. aff. decorosus</i> Stauffer							●								
<i>P. ? aff. rugosus</i> Huddle							●								
<i>P. normalis</i> M. et Young.															
<i>P. brevilaminus</i> Br. et M.								●	●						
<i>P. procerus</i> Sannemann									●	●			○		
<i>Ancyrodella gigas</i> Youngquist						●									●
<i>Palmatolepis gigas</i> M. et Young.							●								
<i>Pa. hassi</i> Müller et Müller							●								
<i>Pa. subrecta</i> M. et Young.							●								
<i>Pa. proversa</i> Ziegler							●								
<i>Pa. aff. subrecta</i> M. et Young.							●								
<i>Pa. triangularis</i> Sannemann							●	●	●	●	●	●	○		
<i>Pa. subperlobata</i> Br. et M.							●	●	●	●	●	●	●		●
<i>Pa. delicatula delicatula</i> Br. et M.							●	●	●	●	●	●	●		●
<i>Pa. delicatula clarki</i> Ziegler								●				●	●		●
<i>Pa. aff. perlobata</i> Ul. et Bass.												●	●		●
<i>Pa. triangularis — quadrantinodosalobata</i>												●	●		●
<i>Pa. minuta minuta</i> Br. et M.												●	●		●
<i>Pa. minuta wolskae</i> Ovnat.													●		●
<i>Pa. crepida</i> Sann.															●
<i>Pa. regularis</i> Cooper															●
<i>Pa. quadrantinodosalobata</i> Sann.															○
<i>Pa. delicatula protorhomboides</i> S. et Z.															●
<i>Icriodus arconensis</i> Stauffer								●							●
<i>I. alternatus</i> Br. et M.												●	●		●
<i>Pelekysgnathus planus</i>															●

формы предлагаются «слои с *Pa. wolskae*», соответствующие задонскому горизонту [7, 9]. В Динантском бассейне зоне *crepida* отвечают интервал верхней части формации Сензейль (Fa 1a) и целиком формация Мариенбург (Fa 1b) [14, 22].

VII. Слои 95—97. Породы, аналогичные описанным в пачке V; в нижней и верхней частях — частые прослои тонкоплитчатых серых или темно-серых микрозернистых глинисто-кремнистых известняков. Мощность 23 м. Конодонты не обнаружены.

VIII. Слой 98. Частое ритмичное переслаивание тонкоплитчатых и тонкополосчатых темно-серых и черных известково-кремнистых алевролитов и аргиллитов, редкие прослои и линзы глинисто-кремнистых известняков. Мощность 9 м. В нижней части этого слоя установлен богатый и разнообразный комплекс конодонтов, который по присутствию *Palmatole-*

*pis* cf. *rhomboides*, *Pa. aff. rhomboides* (вероятно, ранний морфотип), *Pa. klapperi*, различных подвидов *Pa. glabra* можно уверенно соотносить с нижней подзоной *rhomboides*. Особенно многочисленными являются *Pa. klapperi*, *Pa. glabra* и *Pa. minuta minuta*.

IX. Слои 99—100. Породы, аналогичные описанным в пачке VIII; в нижней части пачки они переслаиваются с глинисто-кремнистыми известняками. Мощность 10,5 м. Богатейший (более 1000 экз. в 1 кг породы) и разнообразный комплекс конодонтов верхней подзоны *rhomboides* [18]. В нижней части пачки (обр. № 99-1) обнаружены наиболее древние экземпляры *Polygnathus glaber glaber*, многочисленные и типичные *Palmatolepis rhomboides* и последние *Pa. crepida*. Характерно появление довольно многочисленных полигнатусов «группы» *P. nodocostatus* и своеобразных икридонтид *Vjaloviodus* [2].

X. Слой 101. Известняковая конгломератобрекчия. Мощность от 0,7 до 1,0 м. Комплекс конодонтов представлен формами, типичными для верхней подзоны *rhomboides*.

XI. Слой 102. Породы, аналогичные описанным в пачке VIII и содержащие характерный комплекс верхней подзоны *rhomboides*. Мощность 4 м. Наиболее многочисленными являются *Palmatolepis klapperi*, *Pa. glabra prima*, *Pa. minuta minuta*, *Polygnathus glaber glaber*. Более высокие слои разреза в коренном залегании не установлены.

Зона *rhomboides* (без подразделения на подзоны) установлена в нижней части елецкого горизонта центральных районов Русской платформы и в верхней части макаровского горизонта Южного Урала [9]. В Динантском бассейне эта зона выделена в формациях Эсне (Fa 1c) и Суверен-Пре (Fa 2a); в Рейнских сланцевых горах ей отвечает верхняя часть генозоны *Cheiloceras* (тоб) [21, 22 и др.].

#### РАЗРЕЗ «МАХОВИК» (см. рис. 2, табл. 3)

#### Франский ярус, Меунджинская свита

I. Известняки песчанистые и доломитистые, с редкими и мелкими колониями строматопоридей и аулопорид плохой сохранности. Мощность 35 м. Конодонты не обнаружены. Соответствует, вероятно, пачке I этой свиты в разрезе «Фран».

II. Известняки глинистые, параллельноплитчатые или слабокомковатые, с редкими раковинами брахиопод, гастропод, ругозами, мелкими колониями аулопорид и строматопоридей. Конодонты (обр. № 9, 10, 12, 14) представлены исключительно полигнатусовым комплексом, близким к установленному в разрезе «Фран» ниже «теодосиевых слоев» и отвечающим нижефранской зоне *asymmetricus* (см. табл. 3). Видимая мощность 65 м. В верхней части пачки отмечена секущая дайка диабазов.

III. Известняки глинистые, часто комковатые, с прослоями коралловых (аулопоровых) известняков, с редкими раковинами брахиопод, гастропод, ругозами и строматопоридей. В основании пачки находится плита аулопорового известняка, в которой обнаружены конодонты *Ancyrodella gigas* (обр. № 13). В нескольких метрах выше установлен богатый конодонтовый комплекс (обр. № 15), в котором наиболее важными являются *Palmatolepis proversa*, *Pa. subrecta*, *Pa. gigas* и *Pa. hassi*. Перечисленные формы однозначно характеризуют зону *gigas*, по-видимому, ее нижнюю подзону [18]. Мощность пачки в этом разрезе не превышает 10 м, от вышележащих слоев она отделена дайкой диабазов.

IV. Известняки глинистые, часто комковатые, в верхней части переслаивающиеся с тонкоплитчатыми известковистыми алевролитами. В основании пачки (обр. № 19) обнаружены конодонты *Palmatolepis triangularis*, *Pa. aff. subrecta* и *Polygnathus normalis*. Архаичный облик *Pa. triangularis*, присутствие форм, близких к франскому виду *Pa. subrecta*, и отсутствие *Pa. delicatula* позволяют производить корреляцию с нижней подзоной *triangularis*. Мощность этой пачки не превышает 10 м. От вышележащих отложений дуксундинской свиты она отделена разрывным нарушением.

#### Фаменский ярус, Дуксундинская свита

I. Тонкоплитчатое чередование темно-серых глинистых известняков и глинисто-кремнистых алевролитов и аргиллитов. В верхней части пачки известняки слагают линзовидные прослои в ритмичном переслаивании темно-серых и черных кремнисто-глинистых алевролитов и аргиллитов. Комплекс конодонтов (обр. № 21, 23, 25, 27) характеризуется появлением *Palmatolepis delicatula delicatula*, *Pa. delicatula clarki*, *Polygnathus brevilaminus*, *Icriodus arkonensis*. В верхней части пачки (обр. № 27) установлена форма, промежуточная между *Pa. delicatula* и *Pa. minuta minuta*. Перечисленные конодонты позволяют однозначно отнести данный интервал к средней подзоне *triangularis*. Мощность около 20 м. От вышележащих пород эта пачка отделена диабазовым силлом.

II. Ритмичное чередование тонкоплитчатых и тонкополосчатых кремнисто-глинистых алевролитов и аргиллитов, прослои пелитоморфных глинистых известняков. В средней части пачки в таком прослое (обр. № 30) обнаружено несколько экземпляров *Palmatolepis minuta minuta*. Первое появление этого конодонта, по данным В. Циглера [21], характерно для верхней подзоны *triangularis*. Приблизительная мощность пачки 20 м, от вышележащих пород она отделена силлом диабазов.

III. Породы, аналогичные описанным в пачке II, но прослои известняков встречаются реже; в средней части — маломощный диабазовый силл. Приблизительно в 15 м выше основания пачки, в прослое известняка (обр. № 34), обнаружен богатый и разнообразный комплекс конодонтов зоны *serpida*. Присутствие в составе этого комплекса *Palmatolepis delicatula protorhomboides* в ассоциации с *Pa. delicatula clarki* и *Pa. serpida* указывает на его соответствие средней подзоне *serpida* [18, 19]. Мощность пачки около 20 м.

Из более высоких слоев разреза конодонтовые пробы не отбирались.

Корреляция пограничных отложений франа и фамена по конодонтам

Система	Отдел	Ярусы	Подъярусы	Конодонтовые зоны и подзоны	Северо-Восток СССР				Европейская часть СССР	
					Местные зоны (лоны)	Приколымское поднятие		Омулевское поднятие		Березовский прогиб
						Свиты	Пачки («Фран»)		Свиты	Свиты
Девопская	Верхний	Фаменский	Нижний	rhomboida Ur. L.	Cyrtospirifer tscherny — schewi	Дуксундинская (нижняя часть)	XI	Стрелкинская (нижняя часть)	Макаровский	
							X			
							IX			
		VIII								
		VII								
		VI								
	Франский	Верхний	triangularis	Ur. M. L.	?	Меунджинская (верхняя часть)	III	Момская (верхняя часть)	Туманная (нижняя часть)	Аскынский
							II			
							I			
	Франский	Верхний	gigas	Ur. L.	Theodossia anosofi	Меунджинская (верхняя часть)	IV	Салажская (верхняя часть)	Тынытынджин- ская (верхняя часть)	Мелдымский
							III			
							IV			

Приведенные сведения о составе конодонтовых комплексов в разрезах «Фран» и «Маховик», сравнение этих комплексов с установленными в одновозрастных отложениях различных районов Северо-Востока, европейской части СССР, Западной Европы и других регионов мира позволяют сделать ряд выводов.

Конодонты, обнаруженные в отложениях меунджинской свиты в описанных разрезах, характеризуют зоны *asymmetricus*, *gigas* и нижнюю подзону *triangularis*. В ряде проб из пород этой свиты в других разрезах между речья рек Ясачной и Колымы (сборы В. С. Шульгиной, 1978—1982 гг.; А. Н. Ручкина, 1983 г.) установлены также конодонты зоны *Ans. triangularis*, которая в стандартной шкале В. Циглера расположена между зонами *asymmetricus* и *gigas*. Вероятно, почти полным возрастным аналогом меунджинской свиты является салажская свита, развитая в Тасканской структурно-фациальной зоне Омулевского поднятия. Комплексы конодонтов из различных разрезов салажской свиты в бассейне рек

Омулевка, Таскан и других характеризуют все зоны и почти все подзоны стандартной конодонтовой шкалы франского яруса [1]. Согласно нашим наблюдениям, приблизительными возрастными эквивалентами этих стратонов являются нижняя подсвита момской свиты в Рассошинской зоне Омулевского поднятия (Момский хребет, верховья рек Рассоха и Зырянка) и тынытынджинская свита Березовской зоны (р. Березовка, правый приток р. Колымы).

Дуксундинская свита в настоящее время имеет богатейшую конодонтовую характеристику. Комплексы, выделенные из ее нижних слоев, позволяют отчетливо распознать все зоны и подзоны стандартной шкалы нижнего фамена; ее нижняя граница практически совпадает с основанием средней подзоны *triangularis*. Что же касается верхнего возрастного предела, то основная проблема связана с неопределенностью стратиграфического объема и со слабой изученностью литофациальной изменчивости этой свиты по площади [3]. Обычно пограничные слои дуксундинской и пере-

крывающей ее новинской свиты содержат конодонты верхнетурнейской зоны *isosticha* — *Uperger crenulata*. В таком объеме дуксундинская свита по конодонтам может быть сопоставлена со стрелкинской (Тасканская зона), момской (верхняя часть), тургойской и сергеляхской (нижняя часть) (Рассошинская зона) свитами Омудевского поднятия, а также с туманнахской свитой Березовской зоны.

Разрезы, описанные выше, являются уникальными для территории СССР в том смысле, что в них отчетливо распознаются все зоны и подзоны стандартной конодонтовой шкалы (табл. 4), выделенные в стратотипических разрезах пограничных франско-фаменских отложений Западной Европы. К сожалению, цефалоподы здесь пока не обнаружены.

«Теодосиевые слои» в центральных районах Русской платформы охватывают диапазон воронежского (зона *gigas*), евлановского и ливенского (зона *triangularis*) горизонтов [9]. В разрезах Приколымского поднятия, а также Новой Земли [12; см. табл. 4] эти «слои» имеют значительно меньший возрастной объем, отвечающий только зоне *gigas* позднего франа. В зоне *triangularis*, с кровлей которой в СССР принято соотносить нижнюю границу фаменского яруса, в данных районах теодосии не обнаружены.

Как отмечалось ранее, в качестве возможных уровней фиксации франско-фаменской границы по конодонтам рассматриваются сле-

дующие: основания нижней, средней и верхней подзон *triangularis* (в Западной Европе) и основание зоны *sergida* (в СССР). С точки зрения масштабности морфологических перестроек конодонтовой фауны наибольший интерес представляют границы нижней подзоны *triangularis*. Анализ вертикального распределения конодонтовых комплексов в пограничных отложениях франа и фамена Северо-Востока СССР и других регионов мира указывает на то, что именно в интервале нижней подзоны *triangularis* происходит полное обновление видового состава; по существу, нет ни одного вида, «переживающего» эту подзону ([18]; см. табл. 3). Общий облик пальматолеписов, полигнатусов и икриодусов верхнего девона в интервале данной подзоны отчетливо меняется. Вероятно, наиболее удобной и подходящей для фиксации основания фаменского яруса является верхняя граница этой подзоны, которая в стратотипическом разрезе Сензейль Франко-Бельгийского бассейна установлена всего в 8 м выше классического уровня, предложенного Дж. Госселе еще в 1877 г. [15]. В разрезах Приколымского поднятия этому уровню отвечает основание дуксундинской свиты. В других районах Северо-Востока СССР (Омудевское поднятие, Березовский прогиб) рубежу франского и фаменского ярусов также соответствует отчетливая и крупная литобиофациальная перестройка.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гагиев М. Х. Конодонтовые комплексы, корреляция и расчленение нижне-среднедевонских отложений Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР).— В кн.: Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983.
2. Гагиев М. Х. Новые девонские икриодидные конодонты.— Палеонтол. журн., 1984, № 1.
3. Бушмина Л. С. К палеонтологической характеристике верхнедевонских — нижнекаменноугольных отложений южной части Приколымского поднятия.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
4. Жейба С., Валюжявичюс Ю. Новые данные о фаменских конодонтах Южной Прибалтики.— Научные труды вузов ЛитССР. Сер. География и геол., 1972, № 9.
5. Кононова Л. И. Значение конодонтов для стратиграфии фаменских и турнейских отложений Урала.— В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979.
6. Николаев А. А. Девонская система.— В кн.: Геология СССР. Т. XXX, кн. 1. М.: Наука, 1970.
7. Овнатанова Н. С. Конодонты франского яруса цент-

- ральных и восточных областей Русской платформы и их стратиграфическое значение.— Автореф. канд. дис. М.: ВНИГНИ, 1972.
8. Овнатанова Н. С. Об объеме франского яруса и границах его подразделений по конодонтам.— Изв. АН СССР, 1978, № 2.
9. Овнатанова Н. С., Кононова Л. И. Корреляция верхнедевонско-нижнетурнейских отложений европейской части СССР по конодонтам.— Сов. геол., 1984, № 8.
10. Пепеляев Б. В., Симаков К. В. К стратиграфии девонских отложений Приколымского поднятия.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (Тез. докл.). Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974.
11. Решения II Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974—1975 гг.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978.
12. Соболев Н. Н. Стратиграфия и конодонты девонских отложений Новой Земли.— Автореф. канд. дис. Л.: ЛГИ, 1981.
13. Халымбаджа В. Г. Конодонты, закономерности геологического и географического распростране-

ния и стратиграфическое значение (на примере позднедевонских конодонтов).— Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1981.

14. *Bouckaert J., Ziegler W., Thorez M.* Conodont biostratigraphy of the Famennian Stage (Upper Devonian) in Belgium.— *Serv. Geol. Belg. Mem.*, 1965, N 5.
15. *Bouckaert J. et al.* The Frasnian — Famennian boundary in Belgium.— *Geol. et Palaeontol.*, 1972, N 6.
16. *Druce E.* Conodont biostratigraphy of the Upper Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia.— *Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Austral.*, 1976, N 158.
17. *Helms J.* Die "nodocostata-Gruppe" der Gattung *Polygnathus*.— *Geologie*, 1961, N 10.
18. *Klapper G., Ziegler W.* Devonian conodont biostratigraphy.— *Spec. Pap. Paleontol.*, 1980, N 23.
19. *Sandberg Ch. A., Ziegler W.* Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on sections in Nevada and West Germany.— *Geol. et Palaeontol.*, 1973, N 7.
20. *Sartenaer P.* Le contact Frasnien — Famennien dans le region de Houyet — Han-sur-Lesse.— *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 1970, N 92.
21. *Ziegler W.* Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung.— *Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.*, 1962, N 38.
22. *Ziegler W.* Historical subdivisions of the Devonian.— *Spec. Pap. Paleontol.*, 1980, N 23.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
8 мая 1985 г.

УДК 552.5 : 550.4 (571.651+571.66)

Д. И. Агапатов, В. В. Иванов, С. М. Соинская, О. В. Щербань

## ЛИТОЛОГО-БИТУМИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ ПЕНЖИНСКОГО ПРОГИБА

(по данным бурения параметрической скважины)

Приводятся фактический материал по литологии, петрофизическим свойствам, геохимии и катагенезу органического вещества пород, вскрытых глубокой параметрической скважиной во внутренней осевой зоне Пенжинского прогиба. Предпринимается попытка корреляции этих отложений с разрезами меловых образо-

ваний на обрамлении Марковской впадины. Скважина не дала дополнительного материала для положительной оценки перспектив нефтегазоносности Пенжинского бассейна, который по характеру выполнения отнесен к вулканогенно-осадочным.

Пенжинский прогиб, протягивающийся более чем на 700 км от устья р. Пенжина до среднего течения р. Белой (левого притока р. Анадырь), давно привлекает внимание геологов-нефтяников. Однако проведенные в 60—70-е гг. специальные тематические работы (Я. Г. Москвин, В. В. Иванов, 1963—1965 гг.; В. В. Иванов, В. П. Похилайнен, 1970—1971 гг.; Н. В. Устинов, А. И. Бочарникова, 1970—1972 гг.; Е. П. Свистунов и др., 1972—1974 гг.; Л. А. Анкудинов и др., 1977—1979 гг.) показали неоднозначность использовавшихся оценочных геолого-геохимических параметров и не позволили сделать вывод о перспективах нефтегазоносности этой крупной структуры. В качестве благоприятных показателей обычно указываются большая (около 70 тыс. км<sup>2</sup>) площадь прогиба, значительная (до 6—8 км) мощность выполняющих его отложений, а также наличие благоприятных для нефтегазонакопления ловушек. Факторами, вызывающими обратную трактовку, являются широкое распространение в разрезах мела и кайнозоя туфогенных образований (прогиб расположен по соседству с синхронно развивавшимся на протяжении длительного времени Охотско-Чукотским вулканогенным поясом), пониженные (по сравнению с разновозрастными породами других осадочных бассейнов Анадырско-Корякского региона) содержания органического вещества и его растворимых компонентов (т. е. низкий нефтематеринский потенциал пород), отсутствие сведений о прямых поверхностных признаках нефти и газа (чего, казалось бы, можно было ожидать в пределах раскрытых антиклиналей, особенно в юго-восточ-

ной прибортовой полосе прогиба). Вместе с тем такая геолого-геохимическая информация до самого последнего времени касалась только обнаженных участков в пределах прибортовых зон, поперечных поднятий прогиба и его ближайшего обрамления. С учетом особенностей тектонического строения и предполагаемых фациальных изменений отложений все исследователи к разряду предположительно перспективных районов Пенжинского бассейна отнесли его центральные, наиболее структурно погруженные и закрытые чехлом четвертичных осадков участки в пределах Бельской, Марковской и Нижне-Пенжинской впадин (рис. 1).

С целью изучения строения внутренней части Пенжинского прогиба Чукотской нефте-разведочной экспедицией в 1976—1980 гг. более 50% территории Марковской впадины было покрыто поисково-рекогносцировочным сейсмопрофилеированием МОВ (ОНП). Полученный материал обладал невысокой информативностью, но позволил построить для этого района структурные карты по взаимно неувязанным условным отражающим горизонтам в верхнемеловых отложениях (рис. 2). В центральной части Марковской впадины в среднем течении протоки Вакарева сейсморазведкой было подготовлено к глубокому бурению Гриневецкое куполовидное поднятие. В 1980—1981 гг. в сводовой части Гриневецкого поднятия пробурена параметрическая скв. 40 глубиной 2645 м. Она вскрыла разрез терригенных и туфогенных образований кайнозойского и мелового возраста. Информация, полученная во время бурения скважины, совместно с резуль-

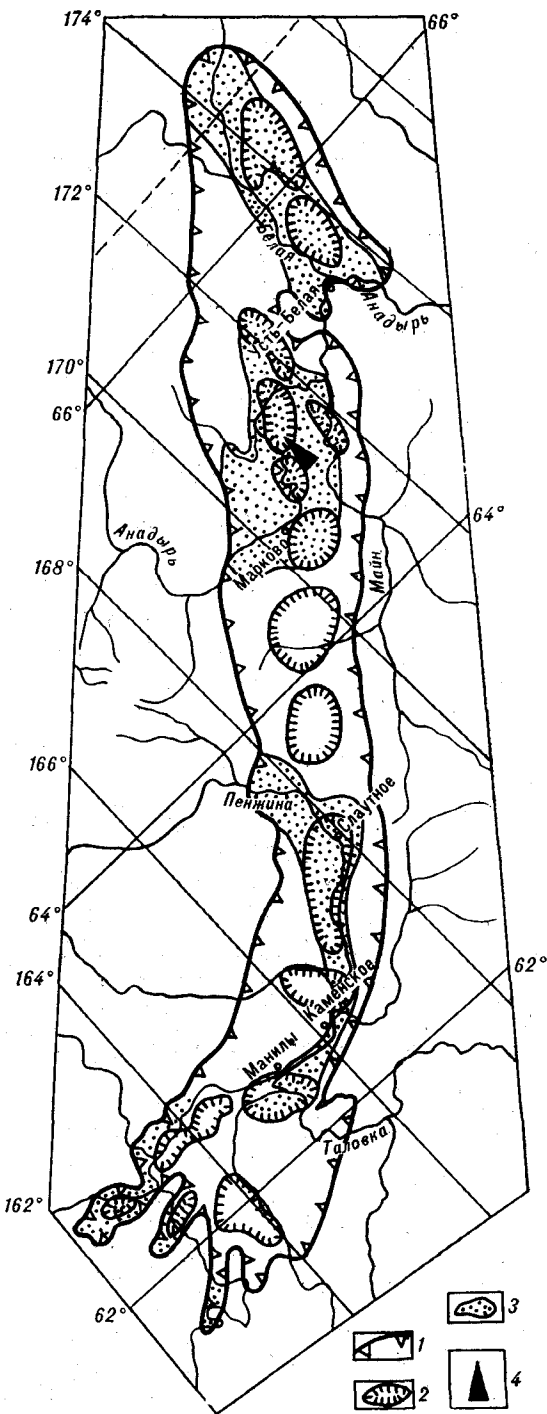


Рис. 1. Обзорная схема Пенжинского бассейна.

1 — границы бассейна; 2 — наиболее структурно погруженные участки бассейна (мульды); 3 — неотектонические впадины и депрессии; 4 — параметрическая скв. 40.

татами аналитического исследования кернового материала\* позволяет дать литолого-битуминологическую характеристику вскрытых от-

\* Петрографические и химико-битуминологические исследования пород выполнены в Лаборатории геологии нефти и газа СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; коллек-

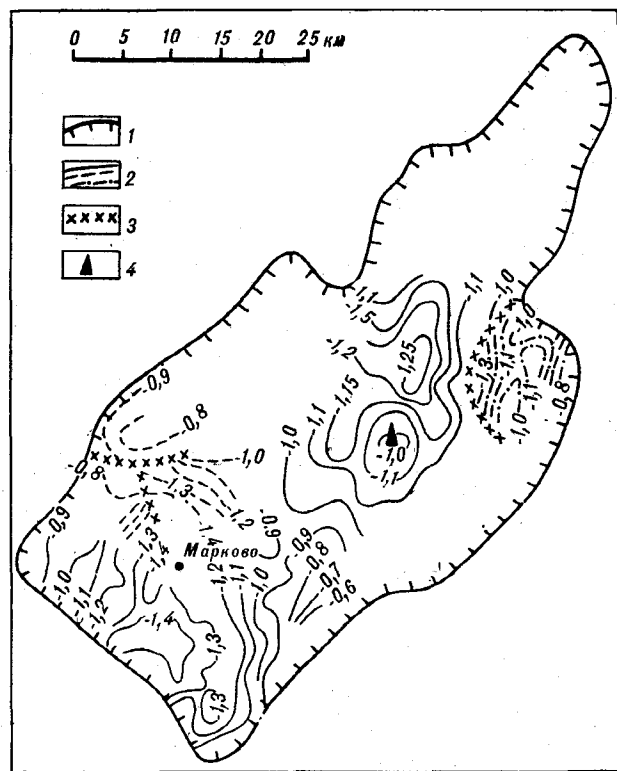


Рис. 2. Структурная схема участка Пенжинского прогиба, изученного сейсморазведкой МОВ.

1 — границы Марковской впадины; 2 — изогипсы условных отражающих горизонтов в верхнемеловых отложениях (км); 3 — разрывные нарушения по данным сейсморазведки; 4 — параметрическая скв. 40.

ложений и на этой основе сделать некоторые выводы в отношении перспектив нефтегазонасности.

Верхняя часть вскрытого скважиной разреза представлена, по-видимому, многолетнемерзлыми грубообломочными отложениями. Керновым материалом она не охарактеризована, но, судя по шламу, каротажным характеристикам и условиям проходки, сопоставляется с толщей четвертичных песчано-галечниковых пород верхней части разреза структурной скв. 1, пробуренной в 1963 г. в пос. Марково в зоне сквозного талика. В скв. 1 эта толща мощностью 218 м представлена рыхлыми галечниками с плохосортированными обломками различной размерности (вплоть до валунов), среди которых резко доминируют эффузивы преимущественно основного состава. Встречаются также пласты песчано-галечниковых пород, реже — гравия и песков грубо- и среднезернистых. В скв. 40 мощность четвертичных (?) отложений оценена в 284 м.

торские свойства и минералогия тяжелой фракции исследованы в лабораториях ПГО Сахалингеология, отражательная способность витринита определена А. И. Уткиной (СахалинНИПИнефтегаз).



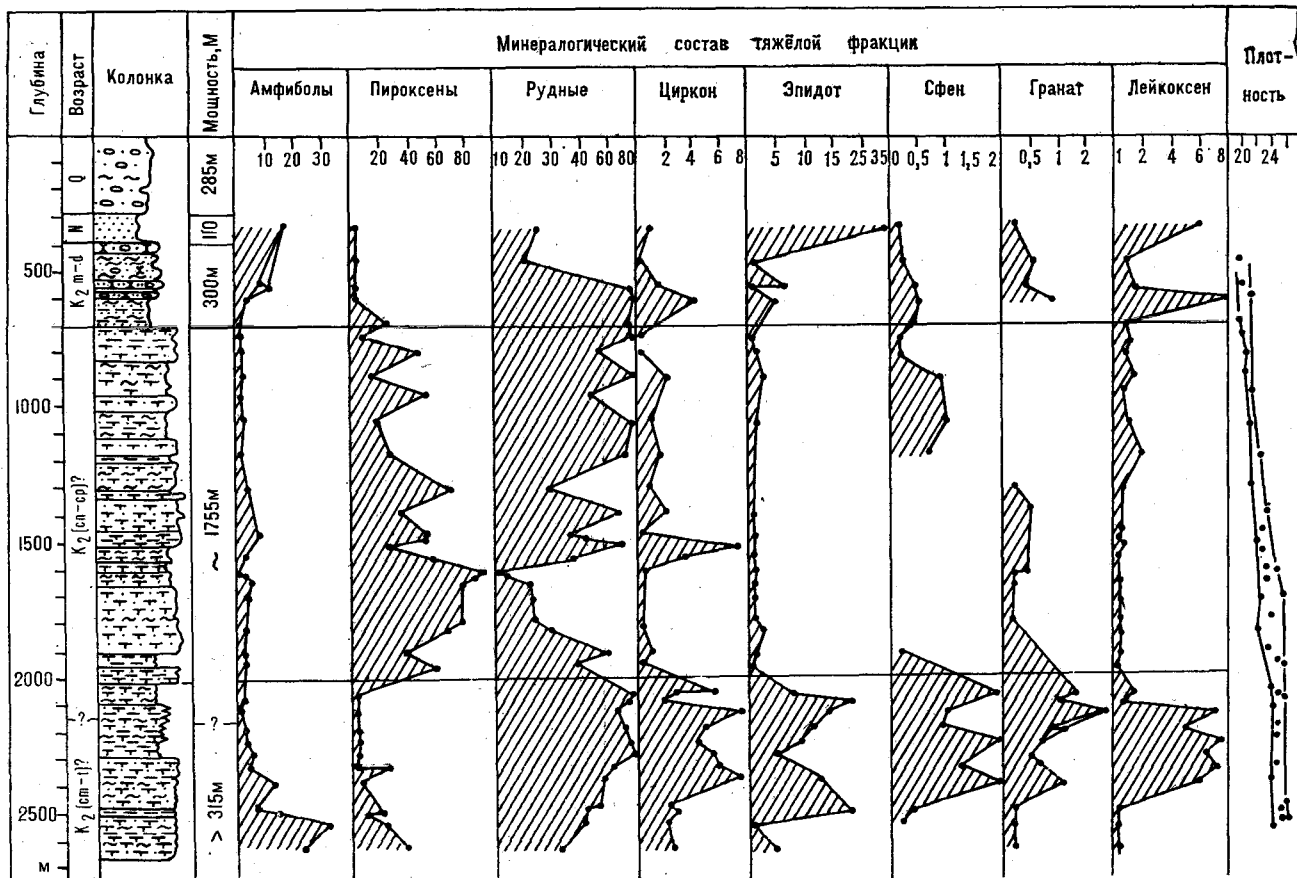


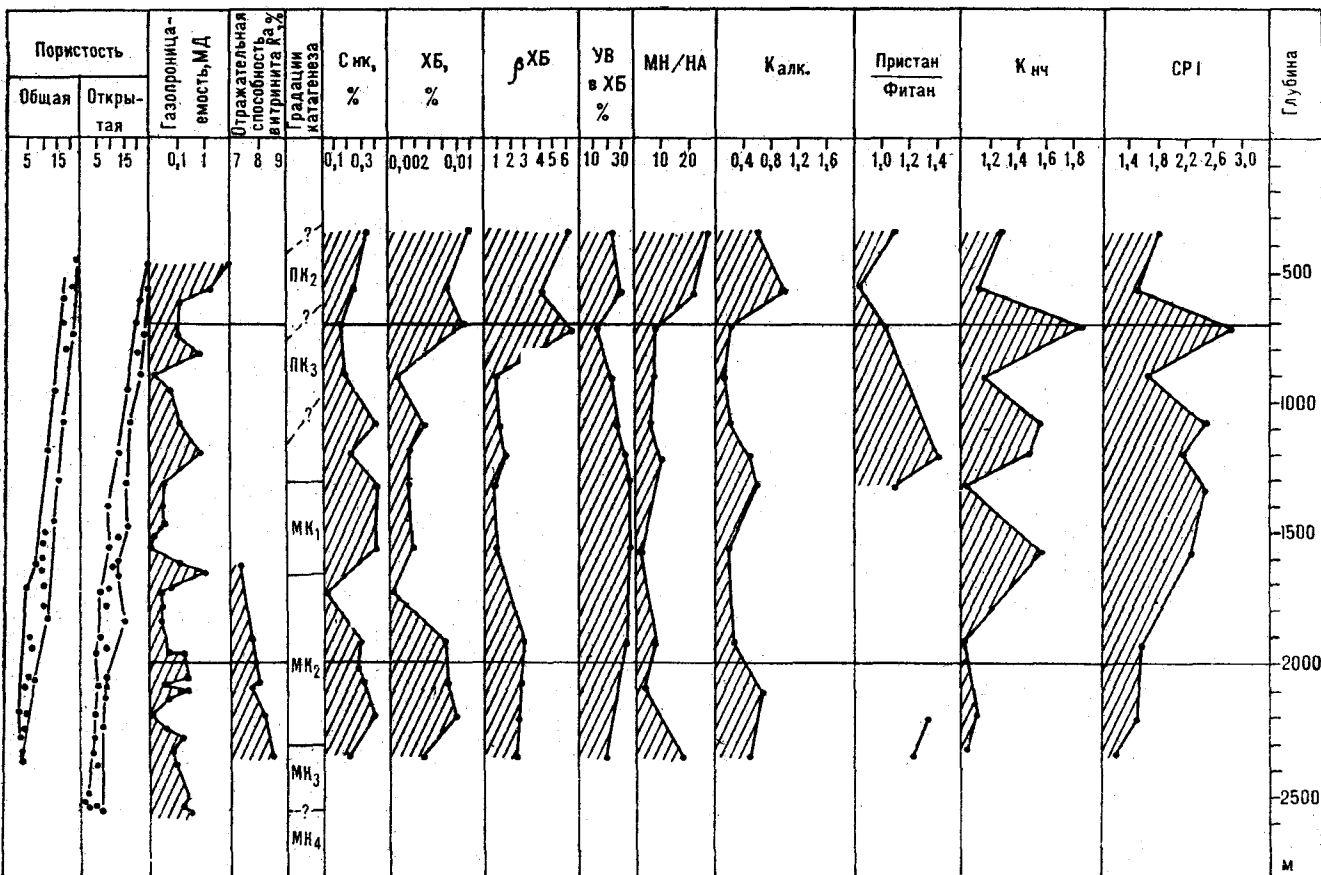
Рис. 3. Литолого-геохимический разрез скв. 40.

МН/НА — коэффициент алифатичности — отношение метаново-нафтеновых к нафтеново-ароматическим УВ,  $K_{алк}$  — алкановый коэффициент — отношение *n*-алканов с 16—22 атомами углерода в молекуле к таковым с 23—29 атомами. Остальные обозначения см. в тексте. (Минеральный состав тяжелой фракции и  $\rho_{XB}$  даны в %; плотность — 2,0 и 2,4 г/см<sup>3</sup>.)

Ниже по разрезу в интервале глубин 284—392 м залегает существенно песчаная пачка, охарактеризованная споро-пыльцевым комплексом, который, по мнению Н. М. Грохотовой (ПГО Сахалингеология), свидетельствует о неогеновом возрасте осадков. Споры представлены в основном *Polypodiaceae*, пыльца голосеменных — *Pinaceae* и *Taxodiaceae*, причем среди первых преобладает пыльца сосны, а среди таксодиевых — р. *Taxodium*, реже *Scurtoeria* и *Glyptostrobus*. Из покрытосеменных преобладают *Alnus* и *Betula*, составляющие 14,8% спектра, умеренно теплолюбивые широколиственные формы (6,8%) представлены *Juglans*, *Carya*, *Ulmus*, *Corylus*, *Fagus*, *Castanea*, *Tilia*. Единична пыльца *Persicarya* и гидрофильных *Sparganium*. Керн из интервала 348—354 м представлен светло-серым мелко- и среднезернистым слабосцементированным песчаником полимиктового состава, содержащим редкую гальку и углистые включения. В низах неогенового разреза судя по коротажной кривой КС могут присутствовать пропластки глин или алевролитов (до 5—7 м), а в

верхах (интервал 284—325 м) — гравелиты или конгломераты.

Участок разреза в интервале 392—691 м отличается достаточно дифференцированной кривой КС в диапазоне значений 5—25 Ом·м и представлен толщей тонкого (0,2—2 м) переслаивания песчаников серых, разнозернистых, полимиктовых и туфогенных, часто содержащих мелкую гальку эффузивов, гравелитов на известковом цементе, алевролитов и аргиллитов с углефицированным растительным детритом. В споро-пыльцевых спектрах резко доминируют (45—47%) споры папоротников *Polypodiaceae*. В группе голосеменных растений отмечены *Pinaceae*, *Dacrydium*, *Cedrus*, *Pseudotsuga*, *Podocarpus* cf. *totara*, *Araucaria* и др. Преобладает в спектрах группа покрытосеменных растений (17—20,5%). Пыльцевые зерна, определенные по естественной классификации, встречаются единично: *Betula*, *Myrica*, *Corylopsis*, *Proteacidites* cf. *scirpus*. Разнообразнее состав форм, определенных по искусственной классификации так называемых формальных таксонов: *Projectacites magnus*, *Fibularpollis*



mirificus, Orbiculapollis globosus, Anacolosidites cf. subtrudens, Syncolpites porosus, Wodehausseja spinata, Sporopollis elaeagnoides, Triporopollenites confusus, Tricolporopollenites radiatostriatus, Tricolporites mutabilis. Вся эта группа формальных таксонов, по заключению Н. М. Грохотовой, свидетельствует о поздне-меловом (маастрихт-датском (?)) возрасте вмещающих пород. Взаимоотношения кампани или маастрихт-датских образований с нижележащими на бортах Пенжинского прогиба обычно несогласные.

На глубине 691 м происходит достаточно отчетливая смена состава отложений, что фиксируется также повышением общего уровня кажущихся сопротивлений (20—130 Ом·м) и изменением состава тяжелой фракции — падает содержание амфибола (в среднем от 17—23\* до 2—3%), лейкоксена (от 2,3—4 до 0,4—0,6%), эпидота (от 5—10 до 1—1,5%), резко возрастает содержание пироксена (от 1,5—2,5 до 46—57%) (рис. 3).

В интервале 691—2005 м разрез представлен в основном грубозернистыми гравийными ту-

фами андезитов\*\*, содержащими прослойки псаммитовых, алевролитовых, пелитовых кристаллолитроклитических туфов, туфов алевролитов и туфоаргиллитов, а также мелкие линзы углистого материала. Пачки относительно тонкообломочных пород с преобладанием туфоалевролитов и туфоаргиллитов заложены в интервалах 1012—1112, 1167—1195, 130—1570, 1880—1935 м.

Петрографическое изучение тонкозернистых разновидностей пород показывает, что в туфах с псаммитовой и алевролитовой структурами явно преобладают обломки стекла округлой, овальной формы. По мере уменьшения размера частиц они становятся более угловатыми, а в тонкообломочных туфах обломки стекла имеют форму рогулек или треугольников с вогнутыми краями. Обломки кристаллов угловаты, представлены кварцем, плагиоклазом (в основном андезины с № 45—50), моноклинным пироксеном и в сумме составляют не более 10—15%. Отмечаются единичные обломки сильно измененных эффузивных пород с сохранившимися лейстами плагиоклаза. Цемент по составу кремнисто-глинистый и образовался, по-види-

\* Здесь и далее даны пределы изменения средних значений, которые охватывают величины среднеарифметического, медианного и модального значений.

\*\* При характеристике вулканогенно-осадочных пород используется классификация Е. Ф. Малеева [4].

тому, за счет изменения мелких фракций вулканического стекла. При большом увеличении в цементе различима реликтовая пепловая структура. Однотипность изменения цемента и витрокластов приводит к тому, что на отдельных участках они сливаются в единую массу, а обломки стекла идентифицируются только по пузыристой или флюидалной текстуре. Породы, особенно мелкозернистые разновидности туфов и туфоаргиллиты, содержат органическое вещество (ОВ) в дисперсной и детритовой форме. Начиная с интервала 1314—1318 м, появляется бесструктурное ОВ, обволакивающее отдельные зерна и заполняющее поры и мельчайшие трещины.

На глубине 2005 м происходит смена «высокоомного» разреза более «низкоомным» и дифференцированным, что отвечает переходу от существенно грубообломочных образований к более тонкозернистым и тонкослоистым. К этой же глубине приурочено изменение в минеральном составе тяжелой фракции: увеличивается содержание рудных компонентов (от 20—30 до 69—72%), циркона (от 0,9—1,6 до 5—5,1%), граната (от долей до 0,9—1,3%), эпидота (от 1—2 до 8,2—10%), лейкоксена (от долей до 4,4—6,6%), сфена (от 0,4—0,7 до 1—1,2%), резко уменьшается количество пироксена (от 46—57 до 6,7—14%). Однако ярко выраженный туфогенный облик породных ассоциаций и характер отдельных их литотипов остаются прежними. В наборе пород участвуют темно-серые туфоалевролиты, часто карбонатизированные, окремнелые черные туфоаргиллиты, темно-серые тонкослоистые и массивные разномзернистые туфопесчаники. Характерны мелкие линзы и включения углестого материала. Основная цементирующая масса туфоаргиллитов сложена тонкодисперсным кремнисто-глинистым веществом, которое, по-видимому, представляет собой продукт преобразования мелких фракций вулканического стекла. Различимы кристаллокласты кварца, плагиоклаза, обломки карбонатных пород (особенно в образцах с глубин >2070 м), составляющие в сумме до 10%.

Ниже отметки —2270 м кажущиеся сопротивления пород вновь повышаются, соответственно доминирующими в разрезе оказываются туфопесчаники и грубообломочные (псефитовые и псаммитовые) туфы андезитов. В интервале глубин 2392—2494 м отмечается еще один уровень изменения минерального состава тяжелой фракции: уменьшаются средние содержания рудных компонентов (от 69—72 до 44—48%), циркона (от 5—5,1 до 2—2,5%), эпидота (от 8,2—10 до 4,3—6,5%), лейкоксена (от 4,4—6,6 до 2,5—4,2%), возрастают содержания пироксена (до 18—20%) и амфибола (от 3—4 до 12—22%).

Стратиграфический индекс	Схематизированная литологическая колонка	Мощность м	Краткая литологическая характеристика
K <sub>2</sub> m-d		~500	Переслаивание алевролитов темно-серых и туфогенных песчаников зеленовато-серых, среднезернистых
		200	Гравелиты туфогенные [туфы псефитовые] зеленовато-серые с прослоями туфогенных песчаников (туфов?) крупнозернистых
		50-300	Пропуск в обнажении
		430	Песчаники туфогенные (туфы псаммитовые) зеленовато-серые, грубозернистые с прослоями туфопесчаников крупно- и среднезернистых и редкими пропластками туфогенных алевролитов и аргиллитов
		70	Пропуск
		300	Равномерное и ритмичное переслаивание грубо- и крупнозернистых туфопесчаников с туфоалевролитами и туфоаргиллитами
		≤100	Пропуск
		400	Песчаники туфогенные [псаммиты в т.ч. туфы?], в верхней части разреза — массивные, в нижней — слоистые, с редкими прослоями туфоалевролитов и андезитов
		80	Пестроцветная пачка переслаивающихся голубоватых туфов, темных алевролитов и зеленовато-серых песчаников
		Обилие фауны	
K <sub>2</sub> cm-t		100	Алевролиты темно-серые с прослоями песчаников. Обилие фауны иoceramide
		250	Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые, туфогенные, с прослоями алевролитов и карбонатными стяжениями
K <sub>1</sub> op-d		180	Алевролиты темно-серые с известковистыми стяжениями
		100	Песчаники арнозовые с прослоями аргиллитов
K <sub>1</sub> V		>100	Переслаивание песчаников, алевролитов и туфов

Рис. 4. Сводный разрез меловых отложений по р. Левой Березовой на юго-восточном обрамлении Марковской впадины (по материалам Я. Г. Москвина и В. В. Иванова).

Литологическое сопоставление разреза скв. 40 с разрезами меловых пород на юго-восточном (р. Левая Березовая) и северо-западном (р. Убиенка) бортах Марковской впадины показывает\*, что отложения в интервале 691—2005 м по составу, мощности, последовательности напластования и строению отдельных пачек близки к нижнесенонским (точнее, к сантон-нижнекампанским) образованиям, полный разрез которых вскрывается по р. Левой Березовой (рис. 4). Мощность этих отложений в скв. 40 составляет 1300 м, на р. Левая Березовая — максимум 1800 м, а минимум (с учетом возможного сдвоения разреза

\* При сопоставлениях использованы материалы Я. Г. Москвина и В. В. Иванова.

на задернованных участках) — 1400 м. На р. Убьенке мощность однотипных, преимущественно грубообломочных туфогенных пород нижнесенонского возраста составляет приблизительно 1200 м.

Граница туронских и коньякских слоев в разрезе на р. Лево́й Березовой проходит в середине 180-метровой пачки переслаивания туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфов и туфопесчаников, которая подстилает грубообломочные породы нижнего сенона. Причем именно эта пачка, в отличие от вышележащих образований, характеризуется наличием многочисленных остатков иноцерамовой фауны. Характерно, что и в скв. 40 обломки тонкостенных иноцерамид\* встречены в относительно «низкоомной» пачке на глубине 2070 м и в верхах подстилающей ее более «высокоомной» на глубине 2290 м. Следовательно, есть основания предполагать, что граница туронских и коньякских слоев в разрезе скв. 40 проходит где-то в пределах пачки относительно тонкообломочных отложений, залегающей в интервале 2005—2270 м. Сугубо условно мы принимаем, что эта возрастная граница проходит на глубине 2150 м.

Таким образом, если проведенные сопоставления корректны, во вскрытом Гриневецкой скважиной разрезе могут быть выделены отложения четвертичного (0—284 м), неогенового (284—392 м), маастрихт-датского (?) (392—691 м), нижнесенонского (691—2150 м) и сеноман-туронского (?) (2150—2645 м) возраста.

Петрофизические и коллекторские свойства верхнемеловых пород алевропсаммитовой и псефитовой размерности закономерно изменяются сверху вниз по разрезу (см. рис. 3). В этом направлении достаточно монотонно возрастает плотность пород (от 1,90 до 2,62 г/см<sup>3</sup>), снижаются значения общей (от 28,4 до 4—6%) и открытой (с 28 до 2,4%) пористости. Газопроницаемость лишь в маастрихт-датских (?) отложениях достигает 4,5—25,5 мД, а ниже по разрезу в большинстве случаев измеряется сотыми и тысячными долями миллиарда и лишь в единичных образцах достигает 1—1,5 мД. Следовательно, необходимо признать, что большая часть верхнемеловых пород, залегающих на глубинах свыше 700 м, по данным анализа керн, отличается неудовлетворительными емкостными и особенно фильтрационными свойствами гранулярных коллекторов. Это связано с существенно туфогенным составом алевропсаммитов, подтвержденных ранним вторичным изменением (не исключается развитие трещинных коллекторов) и отличающихся изначально слабой окатанностью и плохой сортировкой зерен.

\* К сожалению, они остались не определенными.

Замерами отражательной способности витринита ( $R^a$ ) охарактеризован интервал разреза в диапазоне глубин 1630—2360 м. Здесь величины  $R^a$  закономерно возрастают от 7,4 до 8,7%, указывая на градации катагенеза\* от МК<sub>1</sub> до МК<sub>3</sub>. Экстраполируя эти данные выше и ниже по разрезу скважины и ориентируясь также на значения плотности и общей пористости алевропсаммитовых разновидностей пород, можно придти к предварительному заключению, что кайнозойские отложения преобразованы слабо и не выходят за пределы градаций ПК<sub>2</sub>, маастрихт-датские (?) изменены в градациях ПК<sub>2</sub>—ПК<sub>3</sub>, степень катагенетической преобразованности нижнесенонских образований варьирует в диапазоне ПК<sub>3</sub>—МК<sub>2</sub>, а сеноман-туронских (?) — МК<sub>2</sub>—МК<sub>4</sub>.

Органогеохимические показатели вскрытых скважиной отложений определяются составом и количеством исходного ОВ и степенью его диа- и катагенетической трансформации. При этом объектами изучения являлись только тонкозернистые (алевропелитовые) разности пород. Они повсеместно характеризуются пониженными (по сравнению с кларком) содержаниями органического (некарбонатного) углерода ( $C_{\text{орг}}$ ), варьирующими в пределах 0,15—0,42% (в среднем 0,28%). Судя по данным пиролитического исследования по методике [6], породы содержат ОВ существенно гумусового типа (тип III, по Б. Тиссо, или тип OF, по С. Г. Неручеву, Т. М. Парпаровой и др.), которое обладает крайне низким нефтегенерационным потенциалом — 122—228 мг УВ/кг породы, или 30—81 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ .

По комплексу битуминологических параметров верхнемеловой разрез расчленяется на две части. Маастрихт-датские (?) отложения, характеризующиеся минимальной степенью катагенетической преобразованности ОВ, отличаются наибольшими содержаниями хлороформенных битумоидов (ХБ 0,021—0,093%) и углеводородов (УВ 0,006—0,029%), причем степень алифатичности УВ (отношение метаново-нафтеновых к нафтеново-ароматическим) здесь максимальна (18,5—27,0)\*\*. Характер распределения нормальных алканов  $C_{15+}$  равномерный, максимум приходится на молекулы с 20—21 атомами углерода. Нечетность распределения выражена не ярко — значения достаточно контрастного коэффициента  $CPI = \frac{2nC_{2n}}{nC_{2n} + nC_{2n+1}}$  составляют 1,47—1,80, а коэффициента  $K_{\text{нч}} = \frac{\text{нечетные } n\text{-алканы } C_{15} - C_{31}}{\text{четные } n\text{-алканы } C_{16} - C_{32}} = 1,13 - 1,26$ . Зна-

\* Здесь используется шкала катагенеза, разработанная Н. Б. Вассовичем с соавторами [5].

\*\* Групповой анализ осуществлялся методом тонкослойной хроматографии.

чения алканового коэффициента  $\left( K_{\text{алк}} = \frac{\sum nC_{16} - nC_{22}}{\sum nC_{23} - nC_{29}} \right)$  здесь наибольшие для всего разреза (0,6—1,0) и соответственно величины средней молекулярной массы  $n$ -алканов  $C_{15+}$  (параметр распределения Пуассона) — наименьшие (297—305 а. е. м). По соотношению реликтовых изопреноидных УВ маастрихт-датская часть верхнемелового разреза также отличается от более древних отложений. Для нее характерны пониженные значения отношений пристан/фитан (Пр/Ф 0,85—1,07) и Пр/ $nC_{17}$  (0,65—0,90) в сочетании с более высокими значениями коэффициента Ф/ $nC_{18}$  (0,70—0,78).

Вариации значений показателей состава ОВ сеноман-туронских и нижнесенонских пород в целом достаточно широки и определяются в основном широким диапазоном катагенетической преобразования отложений (ПК<sub>3</sub>—МК<sub>4</sub>).

Различия состава ОВ этих отложений от ОВ пород маастрихт-датского возраста отчетливо проявляются при сравнении органогеохимических показателей пород, преобразованных в приблизительно равной степени (ПК<sub>3</sub>—МК<sub>4</sub>, интервал 0,4—1,0 км). При переходе от маастрихтской к более древней части разреза происходят резкое уменьшение степени битуминозности ОВ ( $\beta^{XB}$ ) от 4—6 до 1—2% и возрастание в составе УВ нафтенно-ароматических. Среди  $n$ -алканов  $C_{15+}$  увеличиваются средняя молекулярная масса до 320—340 а. е. м. и коэффициент нечетности (CPI 2,2—3,0). Судя по изменению значений отношений Пр/ $nC_{17}$ , Ф/ $nC_{18}$  и Пр/Ф (см. рис. 3), можно говорить об увеличении в составе ОВ гумусово-гумоидного материала при переходе от маастрихт-датских к сеноман-туронским отложениям.

Изменение содержания и состава ХБ и УВ сеноман-туронских и нижнесенонских отложений с глубиной носит закономерный характер и мало отличается от такового для глинистых пород с рассеянным ОВ. Содержания ХБ составляют в этой части разреза обычно тысячные доли процента и достигают максимальных значений (0,011%) на глубинах 1900—2200 м (градация МК<sub>2</sub>). К этим же глубинам приурочено и максимальное содержание УВ — 0,003%. Развитие новообразования ХБ и УВ

на градациях МК<sub>1</sub>—МК<sub>2</sub> сопровождается увеличением в составе последних роли нафтенно-ароматических, снижением нечетности распределения  $n$ -алканов, центр их молекулярно-массового распределения смещается все больше в низкомолекулярную область. Незначительно возрастают отношения Пр/ $nC_{17}$  и Пр/Ф (см. рис. 3). Коэффициенты нечетности CPI и  $K_{\text{алк}}$  закономерно снижаются вниз по разрезу.

Таким образом, для изученного разреза в целом характерны особенности, уже отмечавшиеся для туфогенных пород [1, 3]: низкое содержание ОВ и невысокая степень его битуминозности даже на оптимальном для нефтеобразования уровне (МК<sub>2</sub>) катагенеза. Это связано с неблагоприятными для накопления ОВ условиями, когда большое количество пирокластического материала сильно разубоживало поступающее в осадок детритное ОВ, а геохимическая обстановка бассейна осадконакопления, возможно, препятствовала захоронению планктонной некромы и развитию бактериального населения. В то же время изменение содержания ХБ и УВ с глубиной (см. рис. 3) имеет ту же общую направленность, что и в глинистых породах.

Итак, пробуренная в осевой внутренней зоне Пенжинского прогиба глубокая скважина, к сожалению, не дала дополнительного материала, позволяющего положительно оценивать перспективы нефтегазоносности. Кайнозойский разрез здесь оказался резко сокращенным и представленным лишь своей верхней неоген-четвертичной секцией, а верхнемеловая толща, как и в прибортовых частях, оказалась состоящей преимущественно из туфогенных образований. Эти породы обладают плохими флюидопроводящими свойствами, содержат малое количество ОВ существенно гумусового типа и обладают весьма низким нефте- и газо-генерационным потенциалом. Проведенные в процессе бурения опробования четырех наиболее прощитаемых интервалов не дали никаких результатов.

С учетом всего имеющегося материала результаты параметрического бурения на Гриневецкой площади подтверждают высказанное мнение [2], что Пенжинский прогиб является, по сути, не осадочным, а вулканогенно-осадочным, заполненным в основном туфогенным и терригенно-туфогенным материалом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амосов Г. И., Иваньшина Л. П. О влиянии присутствия в осадках вулканических продуктов на нефтепроизводительные свойства пород. — В кн.: Вопросы нефтегазообразования в осадочных бассейнах различно-

- го типа и возраста. Л., 1972 (Тр. ВНИГРИ, вып. 340).
- Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. — Тихоокеанская геол., 1983, № 5, 6.

3. *Иванов В. В., Щербань О. В.* Особенности нефтеобразования в различных седиментитах и их ассоциациях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2.
4. *Мадеев Е. Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы.— М.: Недра, 1977.
5. *Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В.* О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием.—

- В кн.: Горючие ископаемые. МГК, XXV сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976.
6. *Espitalié J., Madec M., Tissot B. et al.* Source rock characterization method for petroleum exploration.— In: Proc. 9-th Annu. Offshore Technol. Conf. Houston, Tex., 1977, v. 3.

*Чукотская  
нефтегазоразведочная экспедиция ПГО  
Сахалингеология  
пос. Шахтерский Магаданской обл.  
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан.*

*Поступила в редакцию  
13 июня 1985 г.*

УДК 551.242.055(571.62+571.65+571.56)

В. С. Алексеев

## К ВОПРОСУ О ГРАНИЦАХ ОХОТСКОГО МАССИВА

На основе анализа новых геолого-геофизических данных с привлечением результатов дешифрирования обзорных космофотоснимков выделены разноориентированные линеаменты большой протяженности, которым отводится роль структур, ограничивающих Охот-

Большое теоретическое и прикладное значение имеет достоверное определение границ срединных массивов, являющихся не только существенными элементами геологического строения геосинклинально-складчатых областей, но и объектами прогнозно-металлогенических исследований и геолого-поисковых работ.

Вопросам истории формирования, районирования и определения границ Охотского массива посвящено много публикаций. Наиболее полной из них является работа Б. М. Чикова [17]. В качестве информативных следует отметить работы целого ряда других авторов [2, 4, 8, 9, 15, 18]. Однако, как еще в 1968 г. отметил Г. А. Гринберг [8], в представлениях различных исследователей о границах Охотского массива и о геологической истории его формирования «достаточно наглядно видны существенные различия».

За последние годы в результате проведения геолого-съемочных и геофизических работ, а также использования разномасштабных космических фотоснимков накопился новый фактический материал, позволяющий создать отличающиеся от ранее известных представления о границах Охотского массива. Методологической основой для выявления границ Охотского массива в настоящей работе послужило выделение по собственным и опубликованным данным наиболее протяженных линеаментов, обладающих способностью разграничивать в плане области распространения возрастных комплексов горных пород. При этом, кроме радиологического и стратиграфического возраста различных комплексов горных пород, по возможности принимались во внимание их фациальная принадлежность, мощности синхронных толщ в разных частях описываемой территории, характер складчатости и степень метаморфизма литологических комплексов, харак-

тер и интенсивность проявления магматизма и разрывной тектоники, а также выраженность в геофизических полях большинства перечисленных признаков различия литологических комплексов. Также были проанализированы и учтены общие и частные особенности распространения на описываемой территории месторождений и проявлений различных полезных ископаемых.

При выделении линеаментов, обладающих разграничивающими по отношению к различным комплексам горных пород функциями, оказалось, что все выделенные линеаменты характеризуются многими признаками крупных разломов (линейность, гидротермальное или магматическое внутреннее выполнение зон линеаментов, соответствие отдельных отрезков выделенных линеаментов зонам дизъюнктивных и иликативных тектонических нарушений), при этом некоторые из выделенных линеаментов (например, Билякчанский) описаны в специальной литературе как глубинные разломы [12]. Указанный факт позволил предлагаемый в тексте рисунок именовать схемой разрывной тектоники, а выделенные линеаменты — разломами. Анализ этой схемы с учетом перечисленных выше, но не отображенных на ней деталей, позволил выявить достоверные, по мнению автора, ограничения Охотского массива.

Придерживаясь взглядов А. Д. Щеглова [19, 20] на природу срединных массивов и рассматривая их в качестве устойчивых по отношению к процессам складкообразования блоков геосинклинально-складчатых областей, автор вслед за А. Д. Щегловым и многими другими исследователями [4, 8, 10, 16, 17] считает, что Охотский массив является «обломком» Сибирской платформы, отчленившимся от нее в рифее [5, 17] или в среднем протерозое [3], когда вдоль крупного меридионального разлома начал формироваться Юдомо-Майский вну-

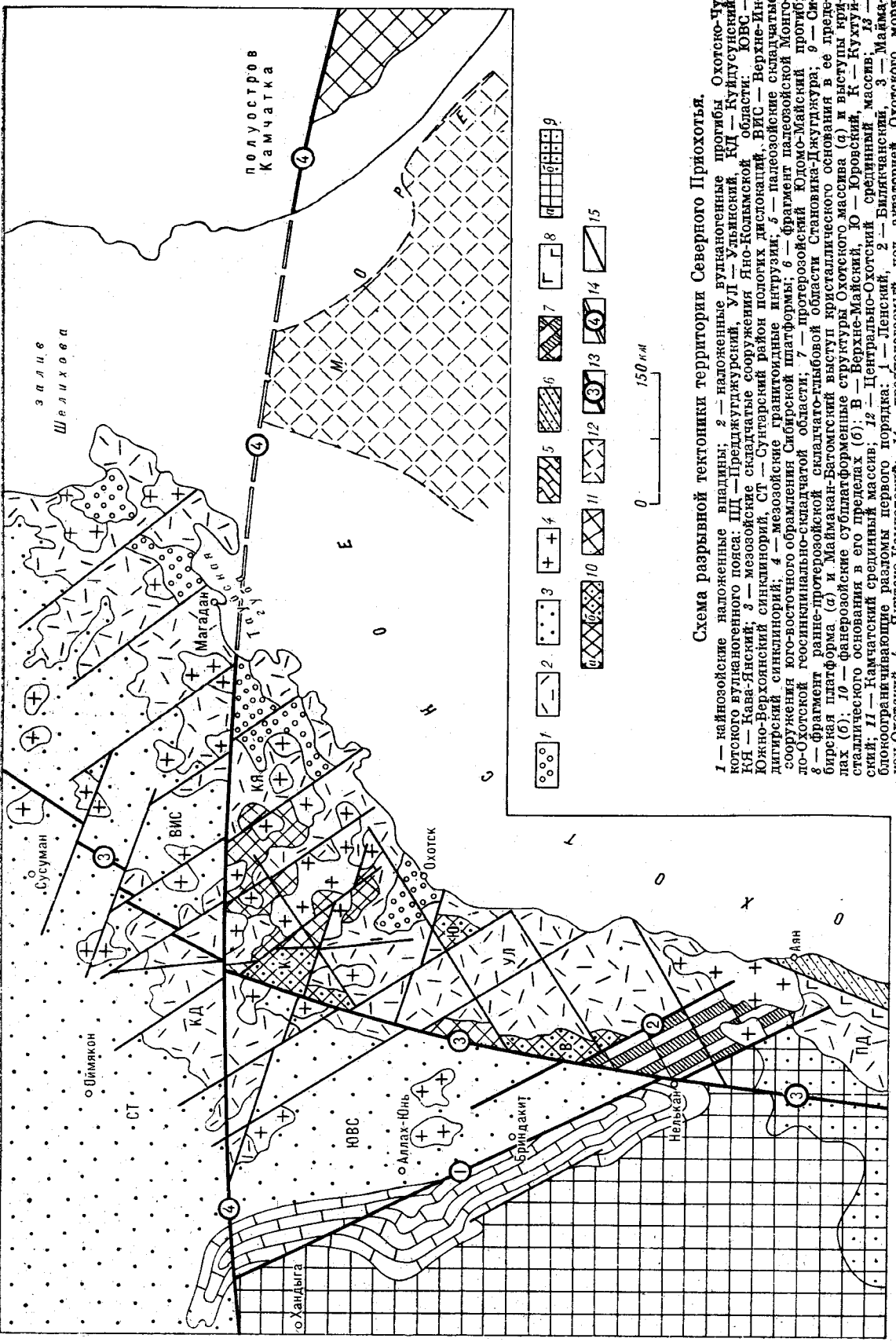


Схема разрывной тектоники территории Северного Приобья.

1 — кайнозойские наложенные впадины; 2 — наложенные вулканические прогибы Охотско-Чукотского вулканического пояса; ПД — Предкадугурский; УЛ — Ульинский; КД — Кудинусунский; КЯ — Кава-Янский; 3 — мезозойские складчатые сооружения Яно-Кольмской области; ЮВС — Южно-Верхонский синклиорий; СТ — Сунгарский район пологих дислокаций; ВМС — Верхне-Минерально-Верхонский синклиорий; 4 — мезозойские гранитоидные интрузии; 5 — палеозойские складчатые сооружения юго-восточного обрамления Сибирской платформы; 6 — фрагмент палеозойской Монголо-Охотской геосинклинально-складчатой области; 7 — протерозойский Юдомо-Майский прогиб; 8 — фрагмент ранне-протерозойской складчатого-глыбовой области Становика-Джугджура; 9 — Сибирская платформа (а) и Маймакан-Батомский выступ кристаллического основания в ее пределах (б); 10 — фанерозойские субплатформенные структуры Охотского массива (а) и выступы в пределах (б); 11 — Камчатский средний массив; 12 — Верхне-Майский; Ю — Юровский; К — Кухуй-Слюбоогранский; 13 — Центрально-Охотский; 14 — Ленский; 15 — Белячанский; 3 — Маймакан-Охотский; 4 — Якутско-Камчатский; 14 — предполагаемый под аятарий Охотского моря фрагмент Якутско-Камчатского разлома; 15 — разломы второго порядка.



триплатформенный прогиб типа авлакогена, ограниченный с запада Ленским структурным швом [13], а с востока — Билякчанским глубинным разломом [12]. Таким образом, Билякчанский глубинный разлом, по всей вероятности, простиравшийся от района пос. Аян на многие сотни километров в северном направлении [3], стал естественным западным ограничением отделившегося от Сибирской платформы Охотского блока раннеархейских образований. Ограничивающий Охотский массив фрагмент Билякчанского глубинного разлома разграничивает обрамляющие Охотский массив с запада складчатые сооружения докембрийского Юдомо-Майского прогиба и Верхне-Майский выступ кристаллического основания Охотского массива, а также мезозойские вулканогенные образования Ульяновского прогиба, наложенного на жесткие структуры Охотского массива. Доказательством неглубокого залегания кристаллического основания массива под мезозойскими вулканитами Ульяновского прогиба является факт многочисленных находок обломков метаморфических пород в мезозойских вулканогенных образованиях. По некоторым данным [1, 6] Билякчанский глубинный разлом может выступать в качестве скрытой структуры и севернее своего фрагмента, ограничивающего Охотский массив с запада, т. е. в пределах Южно-Верхоянского синклиория, где Билякчанский разлом разграничивает выходы нижнепалеозойских и верхнепалеозойских образований.

Северо-западная граница Охотского массива по сложившимся представлениям проходит по крупному Маймакан-Охотскому разлому северо-восточного простирания. Этот протяженный линеамент по результатам дешифрирования космоснимков и анализа существующих геологических карт [6, 7] уверенно прослеживается от Улканского вулканогенного прогиба за пределами прилагаемой схемы на северо-восток через Маймакан-Батомгский выступ кристаллического основания Сибирской платформы (см. рисунок), затем разделяет Юдомо-Майский прогиб и мезозойский Южно-Верхоянский синклиорий. Далее на северо-восток после пересечения с зоной Билякчанского глубинного разлома Маймакан-Охотский разлом приобретает значение пограничного по отношению к Охотскому массиву. О высокой степени достоверности выделения крупного Маймакан-Охотского разлома однозначно свидетельствуют результаты исследований К. К. Шапошникова и К. И. Шапошниковой [18], предложивших проводить северо-западную границу Охотского массива по линии резкого изменения интенсивности и характера гравитационного поля, а также А. Л. Ставцева и Л. В. Ботова [14], выделивших описываемую структуру под на-

званием Майско-Охотского разлома на основе интерпретации трансформированного магнитного поля.

В целом юго-восточное крыло Маймакан-Охотского разлома, соответствующее в нашем представлении Охотскому массиву, характеризуется в отличие от северо-западного крыла дифференцированным положительным магнитным полем и высокими значениями гравитационного поля. В качестве линейной структуры, ограничивающей с северо-запада Охотский массив, Маймакан-Охотский разлом надежно выделяется и по геологическим признакам. В частности, Маймакан-Охотский разлом на отрезке от пересечения с Билякчанским разломом до пересечения с Якутско-Камчатским линеаментом резко опраничивает распространение на северо-запад древних метаморфических комплексов, составляющих кристаллическое основание Охотского массива и представленных обширными по площади Верхне-Майским и Кухтуйским выступами, а также небольшими выходами архейских метаморфических образований, известных к юго-западу от Кухтуйского выступа. Кроме того, в юго-восточном крыле описываемого отрезка Маймакан-Охотского разлома однозначно не установлены палеозойские отложения, которые целиком слагают северо-западное крыло разлома и характеризуются линейной складчатостью с крутыми (до запрокинутых) крыльями складок, а это, как известно, свойственно складчатым системам, обрамляющим срединные массивы. Последнее относится и к ближайшему северо-восточному обрамлению Кухтуйского выступа, что не позволяет выделенные Б. М. Чиковым [16] «Догниканский горст» и «Юдомскую глыбу» включать в состав Охотского массива.

Хорошо подтверждает ограничивающие по отношению к Охотскому массиву функции Маймакан-Охотского разлома и субплатформенный характер маломощных триасово-юрских терригенных отложений, залегающих на древних метаморфических образованиях Верхне-Майского выступа и известных к северо-востоку от этого выступа, так как синхронные им отложения в пределах Южно-Верхоянского синклиория характеризуются значительной мощностью и смяты совместно с пермскими отложениями в линейные складки. После пересечения у северной оконечности Кухтуйского выступа с Якутско-Камчатским линеаментом Маймакан-Охотский разлом, хотя и прослеживается по косвенным данным далее на северо-восток, однако теряет значение ограничивающего по отношению к Охотскому массиву. Имеющийся фактический материал позволяет предположить, что время заложения Маймакан-Охотского разлома относится к нижнему палеозою, когда началось погружение его се-

веро-западного крыла, происходившее особенно интенсивно в среднем — верхнем палеозое в пределах блока, ограниченного Маймакан-Охотским разломом и Ленским структурным швом.

Северо-восточную границу Охотского массива предлагается проводить от северной оконечности Кухтуйского выступа в верховьях р. Ульбея на юго-восток до Амахтонского залива в Тауйской губе (см. рисунок) по Якутско-Камчатскому линеаменту, прослеживающемуся более чем на 2000 км по простиранию от устья р. Виллой на северо-западе до восточного побережья п-ова Камчатка, через район пос. Мильково. Этот крупнейший на территории Северо-Востока СССР линеамент четко дешифрируется на всех обзорных и мелкомасштабных космофотоснимках, в том числе и на территории Камчатки. На всем своем протяжении он обладает признаками крупных разломов, о чем будет говориться ниже и что позволяет автору в дальнейшем именовать его Якутско-Камчатским разломом.

Западный фланг Якутско-Камчатского разлома под названием левого сдвига Ленского структурного шва выделил А. А. Межвилк [13], который (со ссылкой на А. П. Зоненшайна и других) предполагает продолжение этого разлома и на запад от устья р. Виллой еще на 500—600 км под отложениями Виллойской синеклизы. Объективность выделения Якутско-Камчатского разлома лучше всего подтверждается результатами интерпретации наблюдаемых и трансформированных гравиметрических и магнитных полей, что еще в 1964 г. наглядно продемонстрировали К. К. Шапошников и К. И. Шапошникова [18] на основании профильных исследований. Имеются и другие указания на существование Якутско-Камчатского разлома, хотя роль ограничивающей Охотский массив структуры ему не приписывалась. Например, Г. А. Гринберг [9] на схеме тектонического районирования юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса отрезок этого разлома, имеющий протяженность 200 км и располагающийся к юго-востоку от северной оконечности Кухтуйского выступа, трактует как границу структурных элементов вулканического пояса, предполагая здесь наличие «разлома северо-западного простирания, ограничивающего с севера выходы кристаллического фундамента Кухтуйского блока» [9, с. 7].

Анализ существующих обзорных геологических карт [6, 7, 11] свидетельствует о том, что на отдельных, весьма значительных по протяженности отрезках в пределах территории Северного Приохотья и на п-ове Камчатка Якутско-Камчатский разлом резко разделяет области распространения различных возрастных,

фациальных и структурных комплексов горных пород и контролирует размещение магматических образований, представленных мелкими гранитоидными интрузиями мелового возраста, дайками различного состава (от долеритов до аплитов и субщелочных липаритов) и субвулканическими телами липаритового и дацит-липаритового состава; при этом линейные интрузивные тела ориентированы преимущественно параллельно зоне Якутско-Камчатского разлома. Кроме того, следует отметить, что Якутско-Камчатский разлом, будучи проявленным в пределах Куйдусунского вулканогенного прогиба в виде относительно непротяженных разрывов и зон трещиноватости, вмещает многочисленные проявления гидротермальной деятельности в виде ореолов метасоматически измененных пород (пропилиты, березиты, аргиллизиты) и гидротермальных проявлений различных полезных ископаемых жильного и штокверкового типов.

Зона Якутско-Камчатского разлома является резким северо-восточным ограничением целого ряда жестких блоков земной коры (юго-восточная часть Сибирской платформы, Кухтуйский выступ метаморфических образований архей, Камчатский срединный массив). Под акваторией Охотского моря Якутско-Камчатский разлом является также северо-восточным ограничением Центрально-Охотского массива, выделяемого Л. И. Красным на «Схеме геологического районирования северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса» м-ба 1:7 500 000 [6].

К вышеизложенному следует добавить, что Якутско-Камчатский разлом на отрезке между Кава-Янским и Куйдусунским позднемезозойскими вулканогенными прогибами разделяет районы с различным характером складчатости позднепалеозойских и раннемезозойских терригенных отложений. Для юго-западного крыла разлома, представляющего в понимании автора восточную часть Охотского массива, характерна пологая брахиформная складчатость, а для северо-восточного — линейная складчатость с крутым залеганием крыльев складок. Это справедливо и для пермо-триасовых отложений, обнажающихся в эрозионных окнах в юго-восточной части Куйдусунского прогиба, где для триасовых отложений установлено опрокинутое залегание. Все это позволяет считать зону Якутско-Камчатского разлома на отрезке от северного окончания Кухтуйского выступа до Амахтонского залива в Тауйской губе естественной северо-восточной границей Охотского массива.

Время заложения Якутско-Камчатского разлома не ясно, но несомненно, что с максимальной степенью активности он проявился в верхнем палеозое в связи с формированием Яно-

Кольмской складчатой области. При этом Якутско-Камчатский разлом, как свидетельствуют данные работы [18], служил юго-западным ограничением верхнепалеозойского прогиба, простиравшегося, по всей вероятности, из бассейна р. Яна на юго-восток до восточного побережья Камчатки и разделявшего, с одной стороны, жесткие структуры Сибирской платформы, Охотского, Центрально-Охотского и Камчатского массивов, а с другой — структуры Кольмского, Омолонского и Тайгоносского массивов, а также жесткую структуру, реликты которой сохранились в виде выходов докембрийских образований на побережье Укинской губы на п-ве Камчатка. К этому верхнепалеозойскому прогибу северо-западного простирания естественным образом причленился и погружавшийся с раннего палеозоя блок, ограниченный Ленским структурным швом и Маймакан-Охотским разломом. В связи с этим Якутско-Камчатский региональный разлом на отрезке между пересечениями с Маймакан-Охотским разломом и Ленским структурным швом в пределах прилагаемой схемы проявлен наименее выразительно, фиксируясь мелкими безамплитудными разрывами и зонами трещиноватости, что, однако, не повлияло на способность Якутско-Камчатского разлома и на этом отрезке контролировать размещение проявлений липарит-гранитного магматизма и гидротермальной деятельности.

Разломы первого порядка, ограничивающие Охотский массив, за исключением Билякчанского, проявлены в современных структурах в целом не очень выразительно. Это обусловлено тем, что будучи относительно древними структурами они претерпели значительную переработку и затушевание в результате последующих геологических процессов. Процессы тектономагматической активизации земной коры на Северо-Востоке СССР проявлялись неоднократно, и на каждом этапе геологического развития этого региона возникал свой собственный план тектонических дислокаций, что наряду с интенсивным проявлением магматизма способствовало маскировке разломов первого порядка. Особенно большую роль в затушевании этих разломов сыграли более поздние разломы высоких порядков, образующие в описываемом районе стройные системы ортогональной и диагональной ориентировки. Эти разломы разделяют Охотский массив и обрамляющие его складчатые сооружения на ряд тектонических блоков высоких порядков, отличающихся индивидуальными чертами геологического развития.

Однако анализ проявленности в плане наиболее протяженных разломов позволил в едином контуре, ограниченном Билякчанским,

Маймакан-Охотским и Якутско-Камчатским разломами, выделить большую группу непосредственно граничащих друг с другом тектонических блоков высокого порядка, характеризующихся одинаковыми или очень близкими чертами геологического строения и, в силу этого, в значительной мере сходной проявленностью в геофизических полях, в качестве единого тектонического блока первого порядка, соответствующего Охотскому массиву.

Таким образом, формирование Охотского массива как жесткой структуры мезозойской Яно-Кольмской геосинклинально-складчатой области началось еще в протерозое и закончилось в нижнем или среднем мезозое. И хотя Охотский массив претерпел значительные преобразования в позднемезозойское время, когда интенсивно проявились тектономагматические процессы формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, очертания массива в плане не изменились, ибо эти преобразования коснулись только его внутреннего строения. При этом следует подчеркнуть, что существование Охотского массива к моменту формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, несомненно, оказало влияние на эволюцию магматизма и металлогенические особенности отдельных структур пояса. Так, например, в общих чертах сходные по своему геологическому строению Ульяновский и Куйдусунский вулканогенные прогибы, первый из которых заложен на жестких структурах Охотского массива, а второй — на складчатых структурах обрамления массива, при более детальном анализе оказываются резко различными по эволюции магматизма и своим металлогеническим особенностям. В частности, для Ульяновского прогиба характерно проявление контрастных по петрохимическому составу вулканогенных формаций с явным количественным преобладанием андезитовидных и базальтоидных составляющих, при этом гранитоидный интрузивный магматизм в пределах Ульяновского прогиба проявлен очень слабо, а прогиб в целом характеризуется золотосеребряной металлогенической специализацией [15, с. 94]. В пределах Куйдусунского вулканогенного прогиба в количественном отношении явно преобладают так называемые иттибритовые формации липаритацитового состава, интенсивно проявлен гранитоидный интрузивный магматизм, а по своей металлогенической специализации Куйдусунский прогиб следует относить к районам проявления редкометалльной и полиметаллической минерализации.

В заключение следует отметить, что в результате выделения значительных по протяженности разломов первого порядка предлагаются отличные от существовавших принципы определения границ Охотского массива и соот-

ответственно отличная от других, но очень близкая к представлениям К. К. Шапошникова и К. И. Шапошниковой модель ограничений Охотского массива. Такой подход к проблеме определения границ Охотского массива в дальнейшем, при изучении глубинного строения района, возможно, позволит уточнить историю формирования южной окраины Яно-Колым-

ской геосинклинально-складчатой области и в значительной мере объяснить уже наметившиеся существенные различия в эволюции магматизма и в металлогенических особенностях отдельных структур мезозойд и юго-западного фланга Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Башарин А. К., Парфенов Л. М. Прогобы длительного развития Востока Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М.: Наука, 1970.
2. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1978.
3. Васильковский Н. П. Геологическая история Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1981.
4. Вельдяков Ф. Ф., Иванов В. А. и др. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского срединного массива.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М.: Наука, 1970.
5. Гавриков С. И. К истории геологического развития Охотского массива.— Сов. геол., 1965, № 2.
6. Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000/ Под ред. Л. И. Красного.— Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
7. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000/ Под ред. Д. В. Наливкина.— Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
8. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива.— М.: Наука, 1968.
9. Гринберг Г. А. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976.
10. Гринберг Г. А., Шкодзинский В. С. Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгонского массивов.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
11. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР масштаба 1 : 5 000 000/ Под ред. А. Д. Щеглова.— Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
12. Коген В. С., Рассказов Ю. П. Стратиграфия раннего докембрия Примайского шовного прогиба (Северное Приохотье).— В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
13. Межвилк А. А. Ленский структурный шов.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М.: Наука, 1970.
14. Ставцев А. Л., Ботов Л. В. Новые данные о глубинном строении юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Экспресс-инф. ВИЭМС, общ. и регион. геол., геол. картирование, 1975, вып. 9.
15. Умитбаев Р. Б., Вельдяков Ф. Ф. Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977.
16. Чиков Б. М. Строение и развитие Охотского срединного массива.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М.: Наука, 1970.
17. Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива.— М.: Наука, 1970.
18. Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Восточной Якутии по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
19. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов.— Л.: Недра, 1971.
20. Щеглов А. Д. Срединные массивы как особый тип металлогенических провинций.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.

ПГО Таежгеология  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
2 января 1985 г.

*И. Н. Томсон, О. П. Полякова, В. П. Полохов*

## ГРАФИТ-ИЛЬМЕНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОЛОВОРУДНЫХ УЗЛАХ ПРИМОРЬЯ КАК ИНДИКАТОР МАНТИЙНЫХ ГАЗОВЫХ СТРУЙ

Охарактеризован новый тип титанисто-углеродистых метасоматитов, обнаруженный авторами в Кавалеровском и других оловорудных районах Приморья. Подчеркнута приуроченность графит-ильменитовых метасоматитов к протяженным зонам скалывания и будинажа и отмечено наличие в них в качестве акцессорных минералов различных самородных металлов: свинца, олова, железа, алюминия и других. Тесная ассоциация самородного алюминия с графитом позволи-

При изучении давно эксплуатируемых оловорудных месторождений Кавалеровского района Приморья получены в последнее время неожиданные результаты, позволившие выдвинуть представления о существовании глубинных ярусов оруденения и об участии в процессах минералообразования не только гидротермальных растворов, но и потоков восстановленных флюидов.

Нами изучена своеобразная минеральная ассоциация, включающая графит (преобладает), ильменит, сульфиды, которые сопровождаются самородными элементами. Эта минеральная ассоциация локализуется в зонах смятия и в центре эксплозивных трубок. Изучение ассоциации позволило сделать вывод о ее образовании из сухих газов мантийного происхождения и, таким образом, считать процесс ее образования альтернативным гидротермальному. Постоянное присутствие графит-ильменитовой минерализации в пределах промышленных рудных полей позволяет также считать, что в их образовании принимали участие как мантийные флюиды, так и коровые гидротермы.

Типичный для региона Кавалеровский рудный район включает несколько жильных и штокверковых месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации. Рудные тела залегают в складчатых песчанико-сланцевых толщах и редко проникают в перекрывающие эти толщи континентальные вулканиты. Разведка месторождений на глубину показала, что жилы кварц-хлорит-сульфидного с касситеритом состава прослеживаются на глубину нескольких сотен метров и выклиниваются, достигая фрон-

ла заключить, что образование метасоматитов рассматриваемого типа происходило под действием сухих, преимущественно углеводородных, газов. Учитывая широкое распространение графит-ильменитовых метасоматитов и образование их в среде сухих мантийных газов, привнесших титан, железо и другие металлы, авторы относят процесс углеродизации к новым формам дегазации Земли.

та биотитовых метасоматитов. Типичным примером может служить месторождение, показанное на рис. 1.

Для случаев, когда биотитовые метасоматиты выведены эрозией на поверхность, показано, что в них залегают другая генерация оловорудных жил с турмалином, множеством сульфидов и сульфостаннатами.

Характер взаимоотношения с магматическими телами позволил установить, что рудные тела, залегающие среди биотититов, имеют позднемеловой возраст, тогда как жилы, расположенные выше биотититов в песчанико-сланцевой толще, являются эоценовыми. Эти соотношения позволяют заключить о существовании двух глубинных ярусов оруденения, которые слагаются жилами разного возраста.

Особый интерес представляют биотитовые метасоматиты, по отношению к которым происходит обособление двух генераций оловорудных жил. Биотитовые метасоматиты постепенно сменяются по восстанию пропилитами, и сами они, скорее всего, не являются результатом метаморфизующего влияния штоков гранодиоритпорфиров, а, возможно, предшествуют им в своем образовании.

Как показал В. К. Финашин [2], образование биотититов сопровождается привнесением железа, магния, калия, бора, фтора. Интересной особенностью биотититов является их обогащенность рудными элементами, включая олово. В. К. Финашин и И. Н. Говоров [3] отметили, что характерной особенностью биотититовых метасоматитов является их чрезвычайно высокая восстановленность, которая определена по соот-

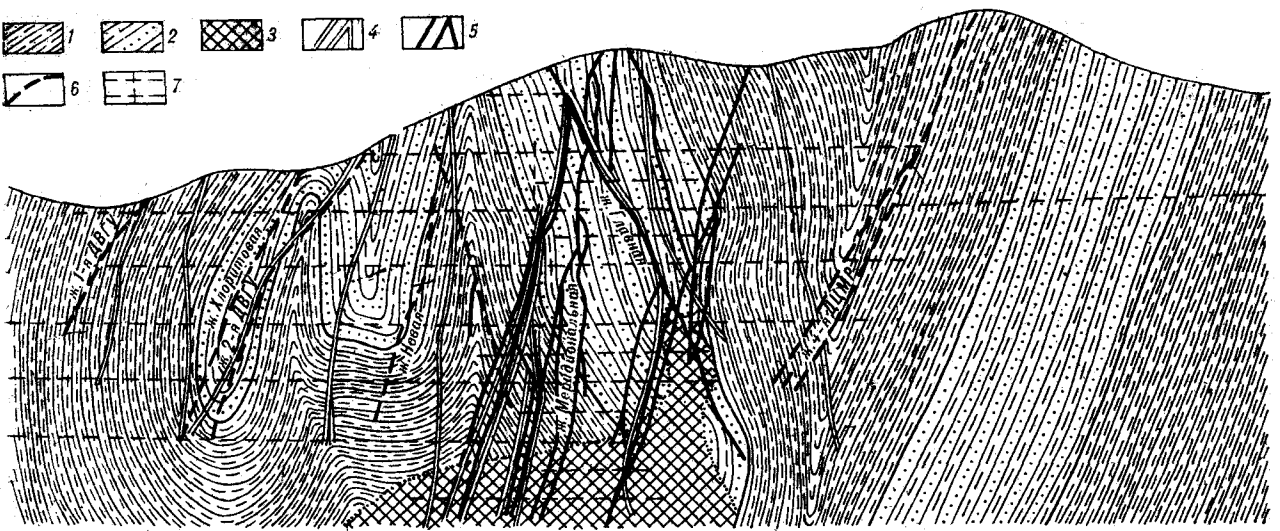
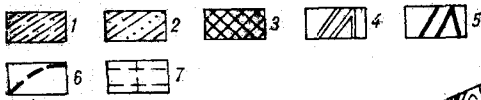


Рис. 1. Схематический геологический разрез через одно из месторождений Приморья.

1 — алевролиты; 2 — переслаивание песчаников и алевролитов; 3 — биотитизированные породы; 4 — дайки; 5, 6 — рудные жилы: 5 — касситерит-сульфидные, 6 — сульфидные; 7 — горные выработки.

ношению окисных и закисных форм железа в измененных породах. Коэффициент окисления железа в них обычно не превышает 5—6% и заметно отличается от биотитовых окологранитных роговиков, где уровень окисленности железа не ниже 12—15%. Образование биотитовых метасоматитов со столь высокой степенью восстановленности в окислительных условиях верхних структурных этажей возможно, по мнению В. К. Финашина, лишь при участии потока глубинных флюидов.

Недавно нами обнаружена другая фация восстановленных метасоматитов — упоминавшиеся выше графит-ильменитовые метасоматиты, которые не распространяются сплошным фронтом, как биотититы, а бывают приурочены к трещинным зонам и зонам смятия, а также установлены в минеральном выполнении брекчиевых трубок взрыва. Складывается впечатление о вертикальной разобщенности обеих фаций, причем биотититы, распространяющиеся в форме сплошного фронта, сменяются вверх углеродистыми метасоматитами в зонах смятия. В этих же структурах залегают и гидротермальные жилы верхнего яруса (рис. 2).

Графит-ильменитовые метасоматиты, развитые по мелкозернистым осадочным породам, с трудом диагностируются в качестве наложенной минерализации. Они представлены тонкозернистыми породами черного цвета, обычно матовыми, реже блестящими, с прожилковатыми выделениями графита и слабонаскристаллизованного углеродистого вещества. Под микроскопом в таких породах видны тонкая сыпь пластинок титанистых минералов (ильменита или же ильменита и рутила) и мелкочешуйчатые выделения графита (рис. 3). Графит ме-

стами содержит включения кальцита и других минералов, часто несет следы деформаций. Размер отдельных чешуек — сотые и тысячные доли миллиметра. Во многих случаях графит ассоциирует со слабокристаллизованным углеродистым веществом.

Почти повсеместно в метасоматитах наблюдаются тонковкрашенные, тонкопрожилковые и реже гнездовые выделения сульфидов, среди которых обычно преобладает пирротин или же пирротин в ассоциации с арсенопиритом и пи-

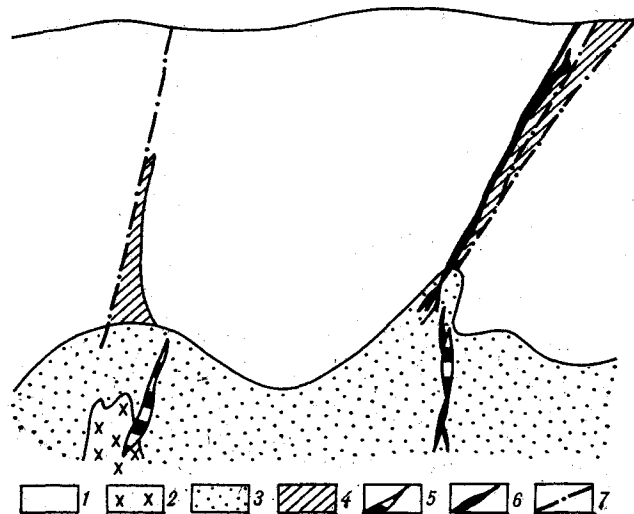


Рис. 2. Схема соотношения разноэтапного оруденения и разнотипных метасоматитов.

1 — терригенные породы (песчаники и сланцы); 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — биотититы; 4 — углеродистые метасоматиты; 5 — рудные жилы нижнего яруса; 6 — рудные жилы верхнего яруса; 7 — зоны скалывания и другие дизъюнктивные нарушения.



Рис. 3. Общий вид графит-ильменитового метасоматита под микроскопом. Светлые удлиненные зерна — ильменит и графит. Полированный шлиф, увел. 250.

ритом. В отдельных гнездах сульфиды ассоциируют с кальцитом и слабокристаллизованным углеродистым веществом.

Спектральным анализом в графит-ильменитовых метасоматитах установлены железо, титан, свинец, олово, алюминий, ванадий, хром, марганец, кобальт, медь, иттрий, цирконий и другие элементы. Изучение проб-протолочек из метасоматитов показало, что эти образования содержат сложный комплекс минералов-аксессуариев, в числе которых — вюстит ( $\text{FeO}$ ), комасит (никелистое железо), самородное олово, свинец, алюминий, железо, иридий, осмий, цинк. При этом установлено также, что ряд металлов образует в метасоматитах смеси. Обнаружены смеси олова со свинцом, железа с цинком, осмия с иридием.

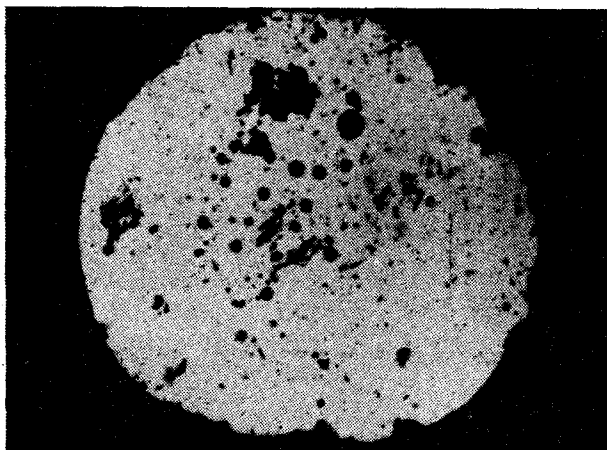


Рис. 4. Шаровидное образование никелистого железа с округлыми и пластинчатыми включениями силикатов (?) и графита. Полированный спил, увел. 250.

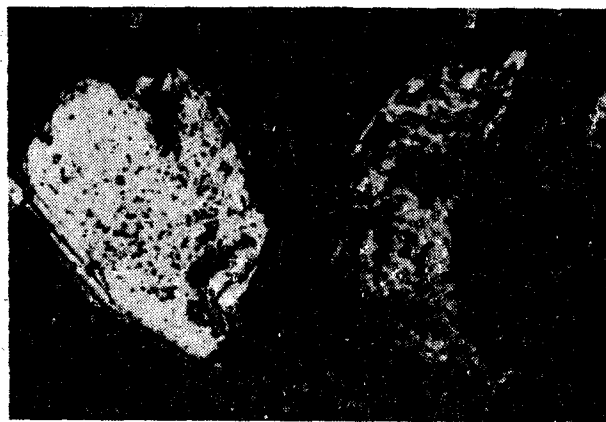


Рис. 5. Пластинчатые выделения самородного железа (а) и природной смеси свинца и олова (б). Полированные спилы, увел. 160.

Наиболее распространенным самородным металлом графит-ильменитовых метасоматитов является железо. Широко развиты в них также смеси олова со свинцом. Самородные же олово и свинец несколько меньше распространены, а алюминий, осмий, иридий и цинк встречаются лишь в единичных пробах. Самородные металлы и их смеси представлены шаровидными и пластинчатыми выделениями (рис. 4,5). Максимальные размеры пластинок 0,1—0,2, а шаровидных 0,8—1,0 мм. Все самородные металлы и другие аксессуарные выделения графит-ильменитовых метасоматитов изучены минераграфически и с использованием рентгеноструктурного и спектрального анализов.

Охарактеризуем несколько подробнее наиболее распространенные в метасоматитах образования самородных металлов и их смесей, а также весьма своеобразное слабокристаллизованное углеродистое вещество этих пород.

Самородное железо обнаружено почти во всех изучавшихся нами протолочках метасоматитов. В большинстве случаев оно представлено пластинчатыми выделениями или же образованиями веретенообразной и другой более сложной формы, в более редких случаях — шариками небольшого размера. С поверхности отдельные выделения железа покрыты пленками окислов железа, среди которых нами диагностирован вюстит. Вюстит встречается также и в виде сравнительно крупных пластинок, в которых иногда хорошо различаются зерна самородного железа. В отдельных пробах железо представлено очень тонкими пластинками, свободными от каких бы то ни было пленок, охр и т. д. и обладающими сильным металлическим блеском. Железо во всех случаях магнитно. Твердость его обычная — 4. Со всех морфологических разновидностей получены дебаэграм-



Рис. 3. Общий вид графит-ильменитового метасоматита под микроскопом. Светлые удлиненные зерна — ильменит и графит. Полированный шлиф, увел. 250.

ритом. В отдельных гнездах сульфиды ассоциируют с кальцитом и слабокристаллизованным углеродистым веществом.

Спектральным анализом в графит-ильменитовых метасоматитах установлены железо, титан, свинец, олово, алюминий, ванадий, хром, марганец, кобальт, медь, иттрий, цирконий и другие элементы. Изучение проб-протолочек из метасоматитов показало, что эти образования содержат сложный комплекс минералов-аксессуаров, в числе которых — вюстит ( $\text{FeO}$ ), комасит (никелистое железо), самородное олово, свинец, алюминий, железо, иридий, осмий, цинк. При этом установлено также, что ряд металлов образует в метасоматитах смеси. Обнаружены смеси олова со свинцом, железа с цинком, осмия с иридием.

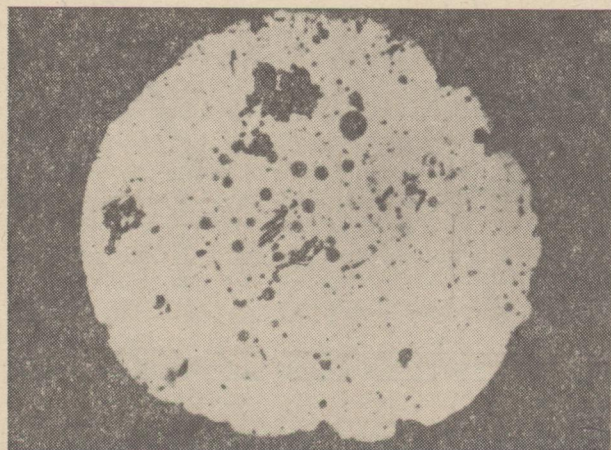


Рис. 4. Шаровидное образование никелистого железа с округлыми и пластинчатыми включениями силикатов (?) и графита. Полированный спил, увел. 250.

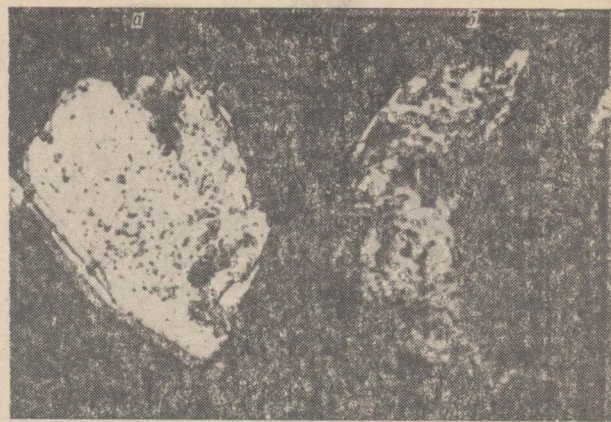


Рис. 5. Пластинчатые выделения самородного железа (а) и природной смеси свинца и олова (б). Полированные спилы, увел. 160.

Наиболее распространенным самородным металлом графит-ильменитовых метасоматитов является железо. Широко развиты в них также смеси олова со свинцом. Самородные же олово и свинец несколько меньше распространены, а алюминий, осмий, иридий и цинк встречаются лишь в единичных пробах. Самородные металлы и их смеси представлены шаровидными и пластинчатыми выделениями (рис. 4,5). Максимальные размеры пластинок 0,1—0,2, а шаровидных 0,8—1,0 мм. Все самородные металлы и другие аксессуарные выделения графит-ильменитовых метасоматитов изучены минераграфически и с использованием рентгеноструктурного и спектрального анализов.

Охарактеризуем несколько подробнее наиболее распространенные в метасоматитах образования самородных металлов и их смесей, а также весьма своеобразное слабокристаллизованное углеродистое вещество этих пород.

Самородное железо обнаружено почти во всех изучавшихся нами протолочках метасоматитов. В большинстве случаев оно представлено пластинчатыми выделениями или же образованиями веретенообразной и другой более сложной формы, в более редких случаях — шариками небольшого размера. С поверхности отдельные выделения железа покрыты пленками окислов железа, среди которых нами диагностирован вюстит. Вюстит встречается также и в виде сравнительно крупных пластинок, в которых иногда хорошо различаются зерна самородного железа. В отдельных пробах железо представлено очень тонкими пластинками, свободными от каких бы то ни было пленок, охр и т. д. и обладающими сильным металлическим блеском. Железо во всех случаях магнитно. Твердость его обычная — 4. Со всех морфологических разновидностей получены дебаэграм-



мы, близкие к эталонным\*. Характерными линиями на снимках являются 2,039 (10), 1,440 (5), 1,173 (10), 1,014 (8).

Твердые растворы свинца и олова наблюдаются в виде светлых, мягких, ковких пластинок. Как уже отмечалось, местами эти пластинки покрыты тончайшими пленками, налетами, и тогда поверхности их выглядят матовыми. Рентгеновскими исследованиями в природных твердых растворах свинца и олова отчетливо фиксируются характерные линии того и другого металла. Характерные линии свинца: 2,860 (10), 2,484 (7), 1,752 (8), 1,493 (10), 1,134 (10), 1,105 (9), 1,010 (10). Характерные линии олова: 2,920 (10), 2,792 (10), 2,000 (9), 1,204 (5), 1,095 (3), 0,972 (3).

Слабокристаллизованное углеродистое вещество, как уже отмечалось ранее, развито в метасоматитах в виде как многочисленных тончайших вкрапленников, так и небольших сплошных гнездообразных, прожилковидных и других обособлений. В гнездах, прожилках и других сплошных обособлениях оно представлено черными, блестящими, хрупкими выделениями с раковистым изломом. Из таких сплошных масс взяты пробы на спектральный, термический, рентгеноструктурный анализы для электронно-микроскопического изучения, определения содержания углерода и на другие исследования.

При рентгеноструктурном и электронно-микроскопическом изучении вещества определены очень низкая степень его окристаллизованности и присутствие в массе углеродистого аморфного вещества чешуек графита. Электронно-микроскопические исследования выполнены А. И. Горшковым и А. В. Моховым, рентгеноструктурные — В. П. Ивановым.

В Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР А. М. Рудневой было установлено, что содержание углерода в исследуемом веществе составляет  $91,07 \pm 1\%$ . Вещество это не растворяется в хлороформе и сгорает без пламени и жидких продуктов. При исследовании в Лаборатории термического анализа ИГЕМ АН СССР (под руководством Г. А. Пилояна) выявлено, что термические пики на кривых ДТА углеродистого вещества метасоматитов появляются лишь при  $500^\circ\text{C}$ . Образец исследовался в условиях свободного доступа воздуха на дериватографе марки ОД-102 при скорости нагревания  $10^\circ\text{C}$  в мин. Образец прокаливался до  $1040^\circ\text{C}$ . Спектральным анализом в углеродистом веществе, слагающем прожилковидные сплошные обособления и гнезда в графитизированном алевролите, обнаружены все элементы, встречающиеся в метасоматитах в

\* Все рентгеновские снимки, расчеты и определения выполнены в Лаборатории рентгеноструктурного анализа ИГЕМ АН СССР А. К. Пилоченко.

самородном виде, а также хром, марганец, медь и титан.

Таким образом, углеродистое вещество метасоматитов характеризуется низкой степенью раскристаллизованности, обладает достаточно высокой термической стойкостью, в качестве элементов-примесей содержит те же металлы, которые характерны для оловорудных месторождений Кавалеровского района и находятся в самородном виде в самих метасоматитах.

Выполненные в ИГЕМ АН СССР изотопные геохимические исследования показали, что углерод из минерализации разных вертикальных уровней различается по изотопному составу, по значению  $\delta^{13}\text{C}$ . В углероде более глубоких образований  $\delta^{13}\text{C} = -16\%$  (две пробы). Эти цифры не исключают возможности образования углерода при участии мантийного вещества, хотя для самого мантийного углерода принимается  $\delta^{13}\text{C} = -7 \div 9\%$ . Флюиды, несущие мантийный углерод, могли на путях их циркуляции обогащаться углеродом карбонатных и терригенных пород, и это могло, в свою очередь, приводить к изменению изотопного состава углерода.

Наличие в метасоматитах ассоциации самородных металлов с нулевыми валентностями и углерода позволяет предполагать, что привнос вещества осуществлялся восстановленными существенно углеводородными глубинными флюидами. Следуя представлениям, развивавшимися А. Н. Заварицким, Р. М. Слободским, А. Л. Павловым и другими, можно допустить, что перенос веществ такими флюидами осуществлялся в виде металлоорганических соединений.

В верхней части колонны в условиях повышенного потенциала кислорода восстановленный газовый флюид мог преобразовываться в углекисло-водный гидротермальный раствор.

Важно отметить и тот факт, что парагенезис углерода и самородных металлов является характерным для кимберлитовых трубок и для ксенолитов мантийных пород в вулканитах [1]. Аналогичная минеральная ассоциация установлена также в эксплозиях некоторых месторождений Кавалеровского района. В одних случаях эта ассоциация, представленная различными минеральными формами углерода, а также кальцитом, некоторыми сульфидами и самородными металлами, слагает обломки брекчий, в других — цемент. Такое разнообразное положение характеризуемой ассоциации в эксплозиях свидетельствует о длительности ее формирования. Наличие же подобных ассоциаций в кимберлитовых трубках и в глубинных ксенолитах мантийных пород можно расценивать как косвенное указание на глубинное, вероятно мантийное, происхождение минеральных ассоциаций с самородными элементами.

Образование геохимических аномалий, связанных с углеродистыми метасоматитами, можно рассматривать как первую ступень выноса глубинного вещества. Наложение в последующем гидротермальных метасоматитов привело к преобразованиям углерод-титанистой и биотитовой минерализации с заимствованием из них рудных элементов, которые могли быть переотложены в рудных телах.

Обращает на себя внимание различная структурная приуроченность рудных тел и графитильменитовых метасоматитов. Рудные жилы контролируются трещинами приоткрывания преимущественно северо-западного, меридионального и широтного простирания, тогда как

метасоматиты приурочены к зонам смятия преимущественно северо-восточного простирания. По-видимому, те и другие образуются в различных динамических условиях — сжатия и растяжения. Их совмещение в пределах одних и тех же площадей может расцениваться как участие процессов дегазации мантии в образовании рудных месторождений. Акцессорные самородные металлы в восстановленных метасоматитах соответствуют в основном главным компонентам руд.

Представляет интерес постановка вопроса о том, нет ли корреляции между масштабом проявления рассмотренных процессов и размерами месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ковальский В. В., Олейников О. Б. Минералы самородных элементов в ксенолитах глубинных пород из кимберлитовой трубки «Обнаженная». — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 5.
2. Финашин В. К. О гидротермальных изменениях вмещающих пород оловорудных месторождений Кавалеровского района.

лелеровского района. — В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.

3. Финашин В. К., Говоров И. Н. Геолого-генетическая модель касситерит-силикатно-сульфидных месторождений. — Новосибирск. Т. 2, 1983.

ИГЕМ АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
15 марта 1985 г.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 523.681

Н. А. Шило, Н. Е. Савва, А. А. Пляшкевич, Г. Ф. Павлов

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ  
ЖЕЛЕЗНОГО МЕТЕОРИТА БИЛИБИНО

Излагаются результаты исследований новообразованных минеральных парагенезисов зоны окисления весьма грубоструктурного октаэдрита Билибино. Проводится сравнение с лунным реголитом и предлагается один из возможных вариантов возникновения этой уникальной минеральной ассоциации в результате про-

цесса сероводородного брожения в метеоритном кратере, а также того обстоятельства, что скорость миграции железа резко опережала таковые никеля и кобальта, адсорбировавшихся тонкодисперсным веществом рыхлых отложений.

Железный метеорит Билибино найден в 1981 г. на территории Магаданской области в толще рыхлых отложений на глубине 12,5 м (рис. 1). Нижние горизонты этой толщи по спорам и пыльце датированы нижним плейстоценом (заключение Т. Д. Давидович). Размеры метеорита 1060 × 470 мм, масса около 1000 кг (см. рис. 1). На сегодня это наиболее крупный найденный на территории СССР метеорит. Последний находился в чехле из пес-

чано-галечной массы, под которой обнаружилась тонкая (3—12 см) корка сульфидно-гидроокисного состава. Вокруг метеорита в радиусе до 35 м распространены красно-бурые гидроокислы железа. Все данные свидетельствуют о длительном, не менее 300 тыс. лет, пребывании метеорита на поверхности Земли.

Исследования показали, что метеорит Билибино относится к весьма грубоструктурным октаэдритам, а по содержанию никеля

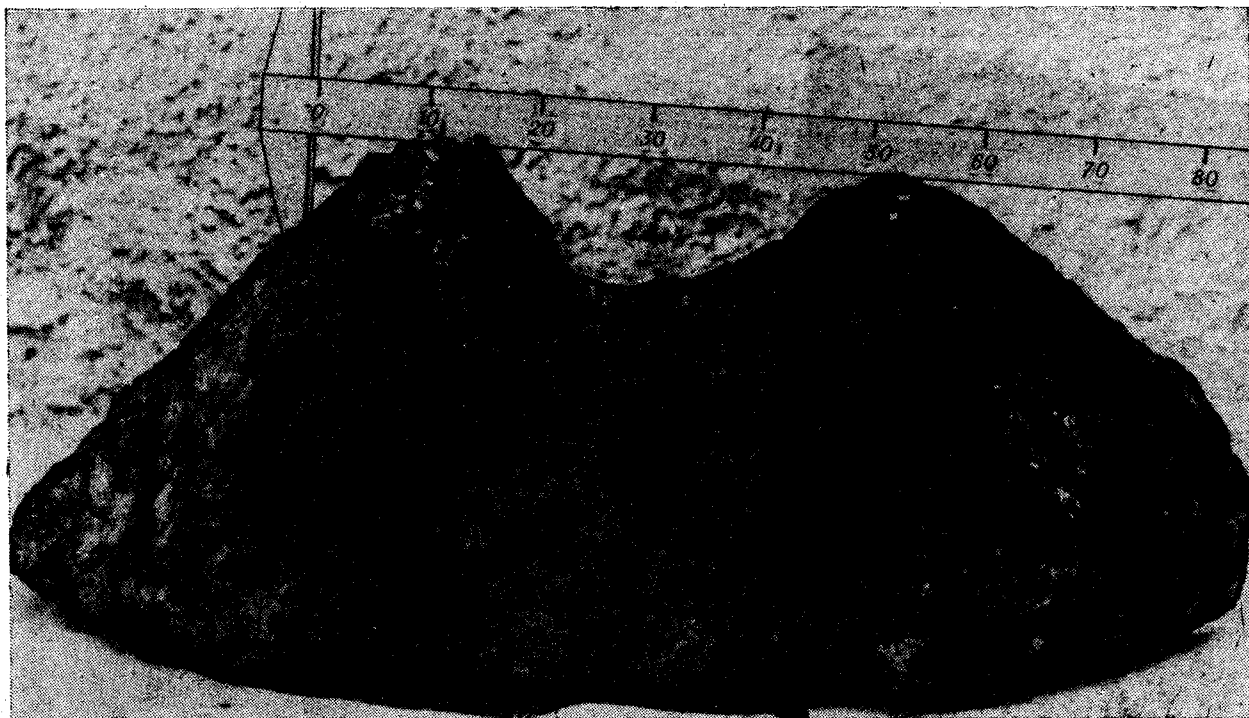


Рис. 1. Общий вид метеорита Билибино.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 523.681

Н. А. Шило, Н. Е. Савва, А. А. Пляшкевич, Г. Ф. Павлов

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ  
ЖЕЛЕЗНОГО МЕТЕОРИТА БИЛИБИНО

Излагаются результаты исследований новообразованных минеральных парагенезисов зоны окисления весьма грубоструктурного октаэдрита Билибино. Проводится сравнение с лунным реголитом и предлагается один из возможных вариантов возникновения этой уникальной минеральной ассоциации в результате про-

цесса сероводородного брожения в метеоритном кратере, а также того обстоятельства, что скорость миграции железа резко опережала таковые никеля и кобальта, адсорбировавшихся тонкодисперсным веществом рыхлых отложений.

Железный метеорит Билибино найден в 1981 г. на территории Магаданской области в толще рыхлых отложений на глубине 12,5 м (рис. 1). Нижние горизонты этой толщи по спорам и пыльце датированы нижним плейстоценом (заключение Т. Д. Давидович). Размеры метеорита 1060 × 470 мм, масса около 1000 кг (см. рис. 1). На сегодня это наиболее крупный найденный на территории СССР метеорит. Последний находился в чехле из пес-

чано-галечной массы, под которой обнаружилась тонкая (3—12 см) корка сульфидно-гидроокисного состава. Вокруг метеорита в радиусе до 35 м распространены красно-бурые гидроокислы железа. Все данные свидетельствуют о длительном, не менее 300 тыс. лет, пребывании метеорита на поверхности Земли.

Исследования показали, что метеорит Билибино относится к весьма грубоструктурным октаэдритам, а по содержанию никеля

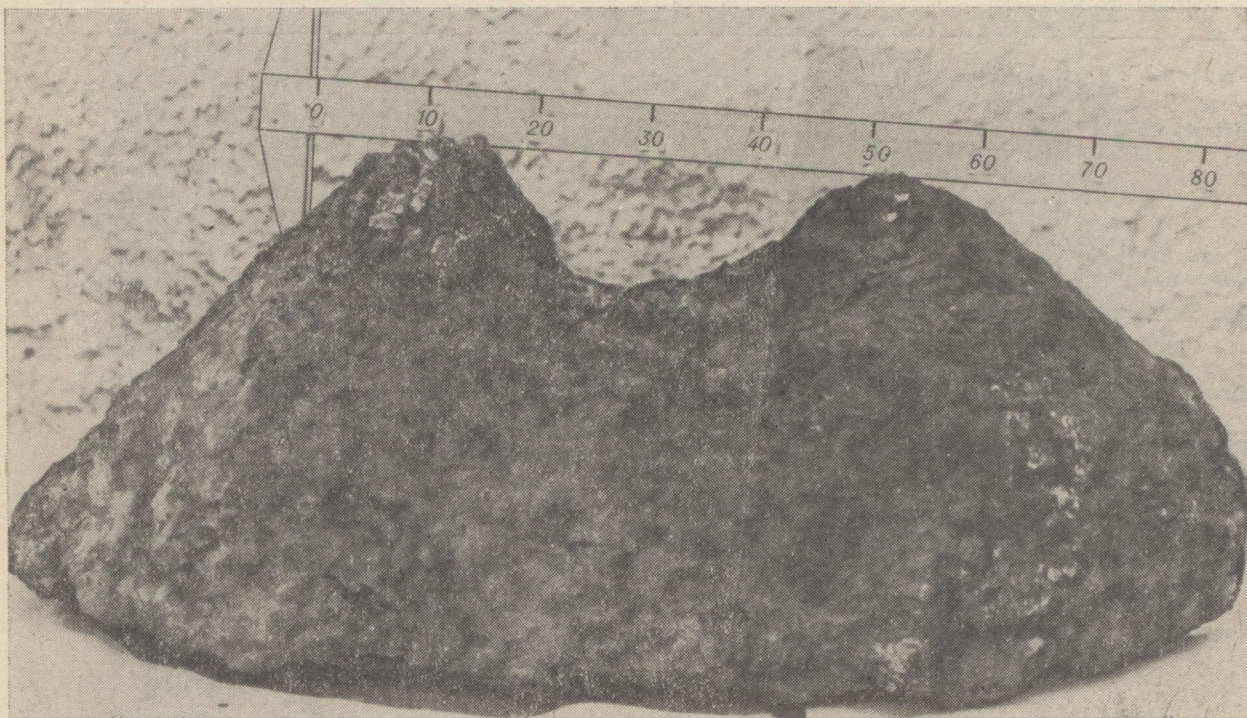


Рис. 1. Общий вид метеорита Билибино.

Химический состав первичных минералов (мас. %), составляющих метеорит Билибино

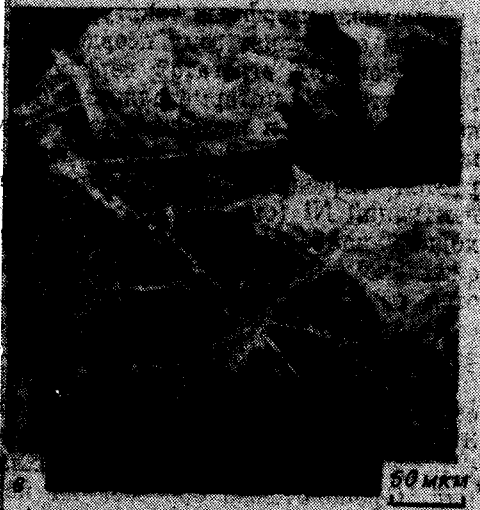
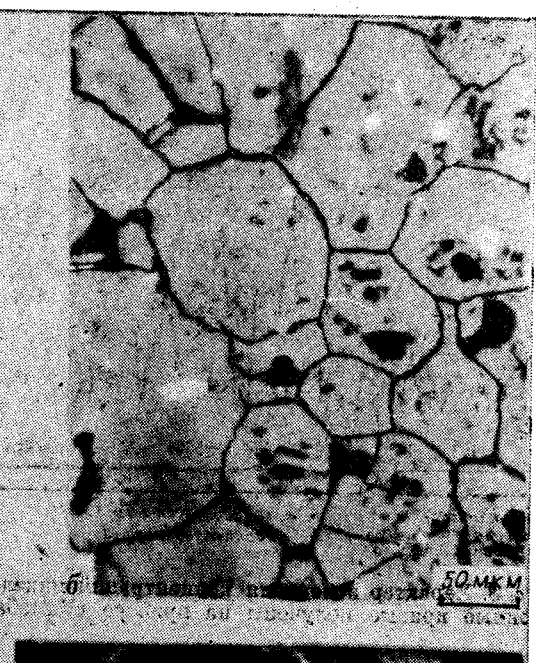
Минерал	Элемент								Примечания
	Fe	Co	Ni	P	Cr	S	Mn	Σ	
Камасит	94,4	0,6	4,4	0,0	0,0	0,0	0,0	99,6	В приконтактной зоне
	94,3	0,6	4,8	0,0	0,0	0,0	0,1	99,8	
	94,5	0,6	5,2	0,1	0,0	0,0	Не опр.	100,3	В 0,5 мм от контакта
	94,7	0,6	4,9	0,0	0,0	0,0	»	100,0	
	95,1	0,6	4,9	0,1	0,0	0,0	0,0	100,6	В пределах одного зерна с миграционным ростом
	94,9	0,6	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	100,4	
	94,5	0,6	5,1	0,0	0,0	0,0	0,0	100,2	
95,3	0,6	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	100,9		
Шрейберзит	65,9	0,2	18,2	15,5	0,0	0,1	0,1	100,0	В приконтактной зоне прожилковидное обособление
	62,8	0,2	21,2	15,7	0,0	0,0	Не опр.	100,0	
Рабдит	43,1	0,1	40,5	16,0	0,0	0,0	»	99,7	Из скопления (см. рис. 2)
	48,3	0,1	36,4	15,8	0,0	0,0	»	100,5	Из центров сферолитов
	41,5	0,1	43,9	13,5	0,0	0,0	»	99,1	
Добреелит	20,3	0,0	0,0	0,0	34,6	43,3	0,6	98,8	Из нодуля

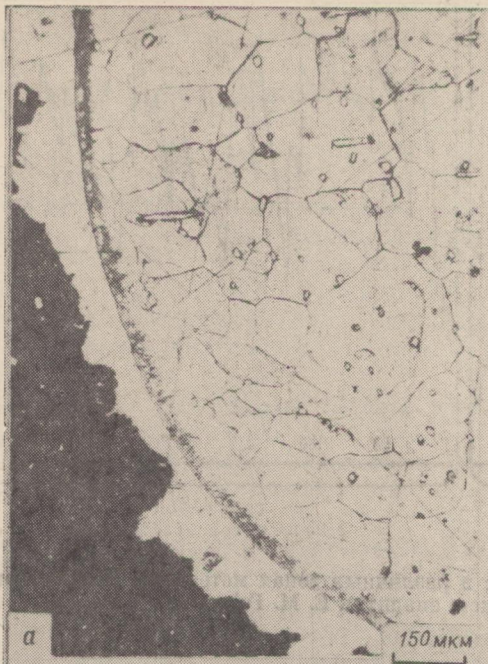
Примечание. Анализы выполнены на приборе «Камебакс», аналитики И. А. Вайншенкер (Ленинград), Е. М. Горячева (Магадан).

Химический состав новообразованных фаз (мас. %) в коре окисления метеорита Билибино

Минерал	Элемент							Главные линии на дебаеграммах		Примечания
	Fe	Co	Ni	P	Cr	S	Σ			
Самородный никель	10,4	0,5	91,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	101,9	—	Пластинки между иглами рабдита	
	10,8	0,7	90,1	»	»	»	101,6	—		
Никель-железо	33,8	0,3	33,1	3,8	0,1	0,2	—	2,03(10);	1,76(8);	Реликты в гидроокислах Fe
	19,2	0,4	58,7	2,2	0,3	0,2	—	1,29(8);	1,24(9);	
	17,9	0,4	53,2	1,2	0,2	0,3	—	—	—	Рядом с игольчатым рабдитом
	16,6	0,5	57,2	0,8	0,1	0,2	—	—	—	
Никель-кобальт-железо	52,4	17,7	28,6	Не опр.	Не опр.	0,1	98,8	—	—	Обособления в гидроокислах Fe
	52,0	18,2	28,8	»	»	Не опр.	98,9	—	—	
Хизиевудит	1,2	0,5	70,9	»	»	26,6	99,2	4,08(5);	2,91(9);	Из зоны коллоидных текстур
	2,5	2,0	66,1	»	»	29,3	99,9	2,37(5);	2,03(6);	
Миллерит	5,2	3,1	57,8	»	»	32,9	99,0	2,99; 2,78; 2,08; 1,82;	—	
	2,5	3,4	58,3	»	»	33,8	97,9	1,59; 1,53; 1,42	—	
Кобальт-пентландит (?)	20,7	15,6	29,6	»	»	31,9	97,8	—	—	
	29,5	6,4	28,7	»	»	31,9	96,6	—	—	
Гидроокислы железа	41,8	0,3	5,7	0,3	0,0	0,0	—	—	—	Из зоны псевдоморфных замещений
	48,7	0,4	3,1	0,6	0,0	0,1	—	—	—	
	53,7	0,4	1,0	0,1	0,1	0,1	—	4,67; 4,33; 3,57; 2,77;	—	
	55,6	0,4	0,9	0,5	0,1	0,2	—	2,56	—	
Пирит	52,4	0,4	1,5	0,3	0,1	0,2	—	—	—	Из конгломеративной зоны
	45,8	0,0	0,0	0,0	0,0	50,4	96,3	—	—	
	47,3	0,1	0,0	0,0	0,0	49,9	97,3	—	—	
	51,3	0,1	0,0	0,0	0,1	45,3	96,7	—	—	
	47,4	0,0	0,0	0,0	0,0	50,4	97,9	—	—	
	45,9	0,1	0,0	0,0	0,0	50,0	96,0	—	—	

Примечание. Анализы выполнены на приборе «Камебакс», аналитик Е. М. Горячева (Магадан).





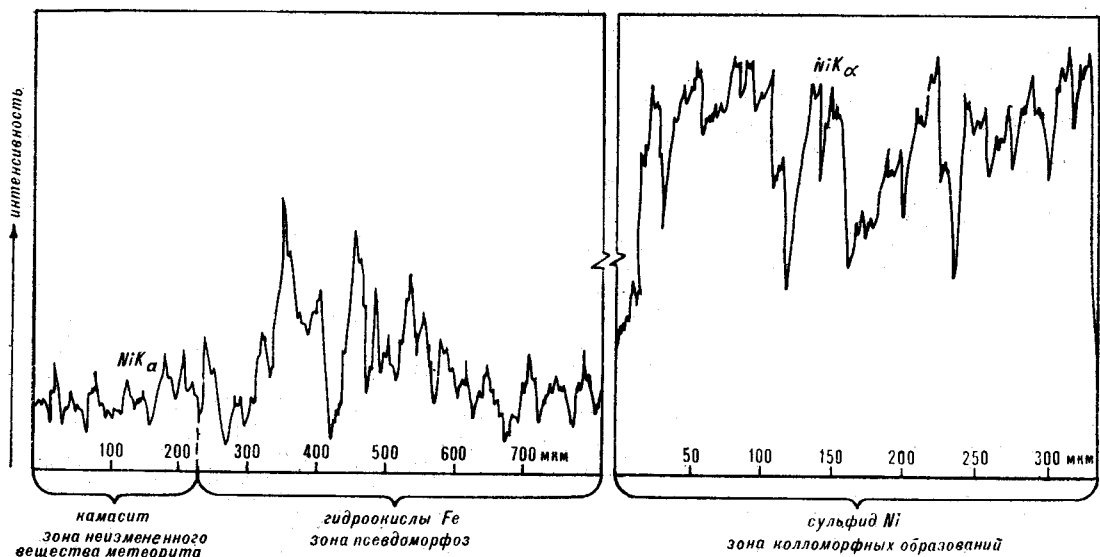


Рис. 3. Характер поведения концентраций никеля в различных зонах метеорита. Концентрационные кривые получены на приборе «Камебакс»; анализатор Е. М. Горячева (Магадан).

(5,84%) и ряда микроэлементов — к химической группе ПВ [2, 3]. Его грубозернистая структура очень напоминает структуру полигонально-зернистых гексаэдритов. В метеорите встречаются деформационные структуры, вероятно, свидетельствующие о неоднократном нагреве его в доземной период [4]. Состав его первичных минералов приведен в табл. 1.

Зональный характер строения коры окисления был выявлен при визуальном изучении. Последующие детальные исследования позволили по текстурно-структурным особенностям и парагенезисам минералов выделить следующие зоны: псевдоморфоз, колломорфных текстур, сферолитов и конгломератов.

Зона псевдоморфоз, ближайшая к неизмененному веществу метеорита, имеет мощность до 1 см (рис. 2, а). Первичная полигонально-зернистая структура в ней сохраняется (см. рис. 2, б), но камасит уже полностью замещен гидроокислами железа; фосфиды не изменены. Содержание Ni в массе гидроокислов железа варьирует от 1,4 до 5,7%. При переходе от неизмененного вещества метеорита к зоне псевдоморфоз на отдельных участках наблюдается резкое повышение концентраций Ni (рис. 3), при этом неравномерность его распределения в гидроокислах железа по сравнению с неизмененным камаситом возрастает.

Зона колломорфных текстур мощностью около 2 см окаймляет зону псевдоморфоз. Здесь в тонкослойных агрегатах чередуются самородные металлы, интерметаллиды, сульфиды никеля, кобальта и железа, а также гидроокислы железа (см. рис. 2, г), что хорошо иллюстрируется неравномерным распределением концентраций Ni (см. рис. 3). В этой зоне происходила наиболее активная миграция химических элементов. Последним, видимо, объясняется наличие скоплений игл рабдита в гидроокислах. Концентрации Ni и Co в указанной зоне максимальны.

Зона сферолитовых образований располагается в рыхлых отложениях, ее мощность до 3 см. В этой зоне гидроокислы железа цементируют обломочный материал рыхлых отложений. Сферолитовые образования концентрируются вокруг игольчатых кристаллов рабдита, используя их как затравку (см. рис. 2, д). Они сложены гидроокислами железа, концентрации Ni в них много ниже, чем в предыдущих зонах (табл. 2). Рентгенограмма вещества сферолитов сопоставима с рентгенограммой фосфидрита, хотя концентрации фосфора невелики (см. табл. 2). Рабдит в этой зоне встречается в виде «каркаса» с сохранением первичных деформаций отдельных игл. Ориентировка последних соответствует ориентировке в неизмененном камасите.

Рис. 2. Строение зон коры окисления железного метеорита Билибино: а — контакт неизмененного вещества метеорита (проправлено ниталом) с зоной псевдоморфоз, б — полигонально-зернистая структура вещества зоны псевдоморфоз, в — «каркас» рабдита, удерживаемый пластиной никель-железа, г — колломорфные образования с чередованием слоев хизлеводита, миллерита, никель-железа, самородного никеля и гидроокислов, д — сферолитовые образования.



неплым камасите. Этот «каркас» укреплен тонкопластинчатыми частями самородного Ni и Ni-Fe (см. рис. 1, в).

Зона конгломератовых образований сформировалась при цементации рыхлого обломочного материала пиритом. Мощность ее до 10 см. Пирит имеет пористую структуру и несет следы колломорфного строения — отсюда колебания состава и несколько заниженные суммы анализов (см. табл. 2). Далее к поверхности распространены только обычные гетит-гидрогетитовые агрегаты, прочитывающие рыхлый материал. Содержание гидроокислов в рыхлых отложениях от 1 до 3%.

Таким образом, за длительный период пребывания на земной поверхности железный метеорит Билибино в зоне контакта с земным веществом претерпел глубокие химические изменения, в результате которых сформировался сульфидно-гидроокисный ореол. Различное поведение Ni, Co и Fe во внешней зоне метеорита и ореольной зоне обусловлено их индивидуальными миграционными способностями, в частности, значительно более низкими у Ni,

чем у Fe [4]. Это привело к возникновению ассоциации Ni-содержащих минералов (самородного Ni, Ni-Fe, хизлевудита, миллерита и Со-пентландита (?)), не свойственных зоне гипергенеза. Химическая дифференциация вещества в коре окисления метеорита придавала преобразованиям зональный характер. Образование сульфидов никеля, пирита и фосфосидерита (?) происходило в восстановительной среде, обусловленной процессами жизнедеятельности бактерий и гниения растительного детрита. В дальнейшем, по мере увеличения мощности перекрывающих осадков восстановительная обстановка сменилась окислительной и это существенно отразилось на минеральных фазах, сформированных ранее.

Следует отметить, что образование минеральных ассоциаций за счет космического субстрата в земных условиях придает им специфический характер. Наличие самородного никеля и кобальт-железа сближает их с веществом лунных реголитов, а широкое развитие сульфидов и гидроокислов характерно для зон гипергенеза Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гроховский В. И., Заславская Н. И. Формирование зернистой структуры путем прерывистого распада в метеорите Билибино.— В кн.: Тез. докл. XIX Всесоюз. конф. по метеоритике и космохимии. М.: ГЕОХИ, 1984.
2. Заславская Н. И., Колесов Г. М. и др. Химико-минералогический состав и структура железных мете-

оритов Жиганск, Билибино, Анюйский.— Метеоритика, 1984, вып. 43.

3. Павлов Г. Ф., Савва Н. Е., Важенин Б. П. Новый метеорит Билибино.— Метеоритика, 1983, вып. 42.

4. Павлов Г. Ф., Пляшкевич А. А. и др. Эволюция космического вещества в земных условиях (на примере железного метеорита Билибино).— Метеоритика, 1985, вып. 44.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
21 июля 1986 г.

УДК 551.782(571.63)

Г. М. Пименов

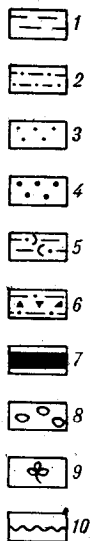
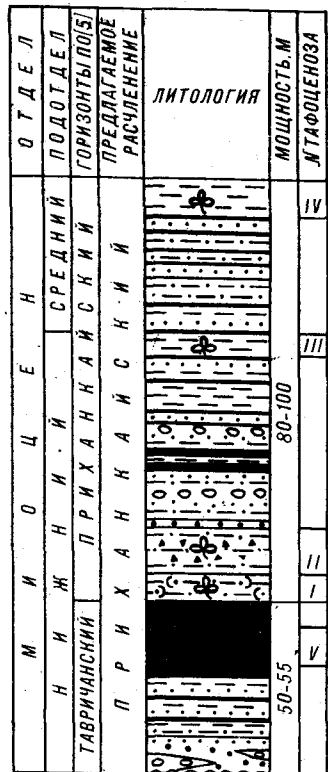
### ОБ ОБЪЕМЕ ПРИХАНКАЙСКОГО ГОРИЗОНТА В ПРИМОРЬЕ

Отложения приханкайского горизонта (нижний — средний миоцен) с комплексом теплолюбивой флоры прослеживаются в различных структурно-фациальных зонах Приморского и Хабаровского краев. В Ретиховской угленосной впадине ранее к нему относили только надугленосную толщу. По угленасыщенности она близка угленосной, включавшейся в тавричанский го-

ризонт (низы миоцена). Выделены слои с остатками теплолюбивой и умеренно холодолюбивой флор, показано, что наиболее термофильные и близкие по составу растительные комплексы приурочены к базальным слоям надугленосной и ко всей угленосной толщам. На этом основании объем приханкайского горизонта в Приморье увеличен за счет угленосных отложений.

Приханкайский горизонт — одно из немногих четко выделяемых региональных стратиграфических подразделений миоцена на юге советского Дальнего Востока. По теплолюбивому растительному комплексу, включающему разнообразные таксоидные, кипарисовые, ореховые, буковые, магнолиевые и лавровые, его

отложения довольно уверенно прослеживаются в различных структурно-фациальных зонах Приморского и Хабаровского краев. На этом основании горизонту отведена роль маркирующего, позволяющего распознавать близкие по возрасту отложения смежных с ним стратонов.



Положение приханкайского горизонта в стратотипе у пос. Реттиховка.

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3, 4 — песчаники; 3 — мелкозернистые, 4 — крупнозернистые; 5 — туфоалевролиты; 6 — туфодиадомиты; 7 — угли; 8 — конгломераты с базальным цементом; 9 — растительные остатки; 10 — несогласия.

Новые данные по флоре приханкайского горизонта, полученные автором при изучении послойно отобранных остатков растений, позволяют уточнить его объем в стратотипе, а также возраст развитых здесь угленосных отложений. Это тем более важно, что проблема датирования угленосных образований в кайнозойских впадинах Приморья остается дискуссионной [1].

На III Дальневосточном межведомственном региональном стратиграфическом совещании [5] в качестве типового разреза горизонта принята надугленосная толща Реттиховского буругольного месторождения. Ее базальные слои, согласно перекрывающие мощную (20—30 м) угольную залежь, представлены безуглистыми, однородными туфоалевролитами и туфодиадомитами, содержащими богатую субтропическими элементами листовую флору. Остальная, наибольшая по объему часть, хотя и лишена крупных угольных залежей, включает несколько десятков маломощных пластов буруго угля (0,1—0,6 м) и многочисленные пропластки, переслаивающиеся с алевролитами, песчаниками и быстро выклинивающимися по простиранию горизонтами конгломератов (см. рисунок). Это объединяет надугленосную тол-

щу с нижележащей угленосной (мощностью 50—55 м), относимой к тавричанскому горизонту (низы миоцена), охарактеризованному в стратотипе на п-ове Речном умеренно холодолюбивой флорой [5].

Однако возраст угленосных отложений Реттиховской впадины установлен весьма предварительно в диапазоне от олигоцена по миоцен [2]. Залегание в кровле туфоалевролитов и туфодиадомитов с термофильной флорой, отвечающей первому миоценовому климатическому оптимуму [3], и развитие однотипных угленосных отложений по всему разрезу дают основание усомниться в правомочности их расчленения на два горизонта.

В связи с тем, что тавричанский и приханкайский горизонты могут быть разграничены не только по составу, но и по степени термофильности флоры, автором путем послойного изучения фитофоссилий в составе Реттиховского разреза выделены слои с остатками теплолюбивой и холодолюбивой флор. В надугленосной толще богатый растительный комплекс, отражающий мезофильный хвойно-широколиственный лес, произраставший в условиях, максимально близких к субтропическим, установлен в непосредственно перекрывающих угольный пласт туфоалевролитах (тафоценоз I): *Cryptomeria sichotensis* G. Pim., *Cunninghamia protokonishii* Tanai et Onoe, *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Pinus* sp., *Larix primoriensis* G. Pim., *Chamaecyparis* sp., *Thuja* sp., *Engelhardtia koreanica* Oishi, *Fagus paleocrenata* Okutsu, *F. protojaponica* Suzuki, *Castanopsis kramshaninii* Klim., *Quercus pseudolyrata* Lesq., *Q. kazanskyi* Krysht., *Q. eoprinus* Smith, *Q. simulata* Knowlt., *Q. ussuriensis* Krysht., *Q. kryshtofovichii* Klim., *Platanus* sp., *Ostrya oregoniana* Chaney и др. [2, 4]. Доминируют *Quercus*, *Castanea*, *Fagus*, *Sequoia*, *Taxodium*, *Metasequoia*, *Glyptostrobus*, составляющие 80—85% коллекции листовых отпечатков.

Близкое по составу захоронение флоры выявлено в туфодиадомитах (тафоценоз II). Выше по разрезу фиксируется ощутимое обеднение флоры, главным образом за счет термофильных элементов; в средней части толщи (тафоценоз III) в массовых штучных пробах с растительным детритом из хвойных тафоценозов I и II обнаружены лишь *Sequoia langsdorfii*, *Metasequoia disticha* и *Larix primoriensis*; среди покрытосеменных — *Carya miocathayensis*, *Populus* sp., *Ostrya* sp. В заметном количестве на этом уровне появляются *Pinus* sp.<sub>1</sub> и *Pinus* sp.<sub>2</sub>, а концентрация умеренно холодолюбивых форм, отмеченных в тафоценозах I и II в единичных экземплярах (*Larix primoriensis*), возрастает.

Холодолобивый облик флоры сохраняется до самых верхов горизонта (тафоценоз IV), где она представлена *Metasequoia disticha*, *Taxodium dubium*, *Larix primoriensis*, *Pinus* sp.<sub>1</sub> и *Pinus* sp.<sub>2</sub>. *Sequoia langsdorffii* — доминант долинно-склоновой растительности в ранне- и средне-реттиховское время (тафоценозы I—III) здесь отсутствует. Палинологический спектр состоит из пыльцы мелколиственных *Alnus* с примесью широколиственных *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus* и хвойных *Pinus* п/р *Diploxylon*.

Обеднение хвойных теплолюбивыми элементами вверх по разрезу убедительно подтверждается палинологическими данными [2]: отмеченные для угольного пласта *Dacrydium*, *Cunninghamia*, *Syrptomeria* и *Cephalotaxus* исчезают в средней части надугленосной толщи. Одновременно возрастает роль сосновых. Единична пыльца *Cedrus* и *Araucaria*, однако и она исчезает в верхах горизонта.

Флора угленосной части разреза, вскрытой на всю мощность скважинами, изучена по споро-пыльцевым пробам [2]. По таксономическому составу она близка микрофлоре вышележащих туфоалевролитов и песчаников. Объединяет флору пограничных слоев сравнивае-

мых толщ также группа доминантов — *Quercus*, *Fagus*, *Taxodiaceae* и другие, на долю которых приходится до 70% пыльцы спектра. Сопутствующие виды, в основном субтропические и тропические хвойные (*Araucaria*, *Cunninghamia*, *Cedrus* и др.), подчеркивают высокое сходство палинофлор.

По результатам изучения листовой флоры и палинологическим данным, принимая во внимание близкий состав доминантов и их динамику, можно сделать вывод о существовании теплолюбивой (с субтропическим элементом) флоры не только во время формирования угольной залежи, но и подстилающих ее отложений. Угленосные отложения, содержащие флору субтропического облика, должны быть отнесены, на наш взгляд, к приханкайскому горизонту (конец нижнего — начало среднего миоцена). Таким образом, объем горизонта в типовом разрезе будет соответствовать всему комплексу угленосных отложений Реттиховской впадины.

Согласно новой схеме расчленения миоценовых отложений у пос. Реттиховка, приханкайский горизонт отличается высокой степенью угленосности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Обоснование возраста энгельгардиевых слоев Приморья в связи с проблемами угленакопления в кайнозое. — В кн.: Становление и эволюция континентальных биот. Тез. докл. XXXI сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л., 1985.
2. *Климова Р. С., Крамчанин А. Ф., Демидова Т. И.* Новые данные по стратиграфии Реттиховского угольного разреза. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских от-

ложений Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.

3. *Климова Р. С.* Новый вид *Асег* из миоцена Северо-Восточного Приморья. — Палеонтол. журн., 1981, № 1.
4. *Пименов Г. М.* Новые сведения о криптомерии из миоцена Дальнего Востока. — Там же, 1984, № 1.
5. *Решения III Дальневосточного межведомственного регионального стратиграфического совещания.* — Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
28 мая 1985 г.

УДК 551.7.02(571.642)

В. П. Тузов

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЯ НЫШСКОГО ПРОГИБА

(о. Сахалин)

Приводится палеонтологическая характеристика отложений, вскрываемых скважинами Верхне-Татамской и Визирной площадей. На основании этих данных показан обоснованный вариант расчленения и корреляции разрезов, вскрытых этими скважинами. Показано,

что глинистые отложения, вскрытые скважинами и относимые ранее к окобыкайской свите, по палеонтологическим данным характеризуют дагинское время осадконакопления.

Рассматриваемый район расположен в центральной части Сахалина, в междуречье рек Татата и Ныш (рис. 1). В тектоническом от-

ношении Нышский прогиб является составной частью Нышско-Байкальской региональной синклинали, а последняя входит в состав

крупного Северо-Сахалинского периклинального прогиба [6, 12]. С запада и востока прогиб отчленяется от соседствующих структур глубинными разломами — соответственно Теньги-Альбским и Гыргыляньи-Давыкским.

В 1949—1955 гг. на этой территории были проведены Б. М. Штемпелем и В. В. Тумаковым мелкомасштабные геолого-съемочные работы, в 1967—1970 гг. Г. И. Кремневым — структурно-поисковые работы методом средне-масштабной геологической съемки. В результате этих исследований дано стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений района и разработана следующая стратиграфическая схема (снизу вверх): а) даехуриинская свита, представленная толщей песчано-глинистых окремненных пород и алевроитистых аргиллитов мощностью около 500 м, олигоцен-раннемиоценового возраста; б) дагинская свита в объеме трех подсвит — подугленосной, угленосной, надугленосной — мощностью до 1700 м, среднемиоценового возраста; в) окобыкайская свита, сложенная преимущественно глинистыми породами мощностью до 1000 м, верхнемиоценового времени; г) нутовская свита, представленная в основном песчаными разностями, мощностью до 2000 м, плиоценового возраста. Для кайнозойских отложений Центрального

Сахалина характерен довольно монотонный состав с преобладанием песчаников и глинистых разностей. Такой состав вместе с плохой обнаженностью кайнозойских пород нередко затрудняет распознавание отдельных свит в районах, удаленных от стратотипа, что может привести к неправильной оценке возраста развитых отложений. Решающими в таких случаях могут быть палеонтологические данные.

Настоящая статья посвящена изложению результатов биостратиграфических исследований в Нышском прогибе, где пробурено четыре глубоких скважины на Верхне-Татамской и одна на Визирной площадях.

Разрезы скважин Верхне-Татамской площади довольно уверенно сопоставляются между собой по литологическому составу (рис. 2). В настоящее время нижнюю часть разреза от забоя до глубины примерно 1500 м (за исключением скв. 1), сложенную в основном глинистыми разностями с редкими прослоями песчаников, по литологическому составу относят к окобыкайской свите; верхнюю часть разреза, представленную преимущественно песчаными породами — к нутовской.

Остановимся на результатах биостратиграфического изучения разрезов скважин площади. Фораминиферы (определения Л. И. Митрофановой) и палинофлора (определения Н. М. Грохотовой) обнаружены во всех скважинах площади.

В керне скв. 1 фораминиферы встречены в интервале 1382—1706 м (см. рис. 2, II). Это преимущественно секретионные формы: *Elphidiella simplex* Volosh., *E. sachalinensis* (Volosh.), *Islandiella umbonata* (Volosh.), *Buccella subconica* Budash., *Cribrorhynchium* cf. *vulgare* (Volosh.), *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.), Комплекс фораминифер из скв. 2 (1555—2237 м, см. рис. 2, II) близок комплексу скв. 1. Здесь в большом количестве встречены эльфидиеллы, букцеллы, исландиеллы, криброэльфидиумы. В целом комплекс представлен *Elphidiella simplex* Volosh., *Islandiella umbonata* (Volosh.), *I. excavata* (Volosh.), *Buccella subconica* Budach., *B. pseudo-frigida* Leon., *B. floriformis* Volosh. Сходный комплекс обнаружен в скв. 3 в интервале 1743—2300 м (см. рис. 2, II). Наиболее характерными видами являются *Elphidiella simplex* и *Pseudoelphidiella subcarinata* (последний обнаружен только в скв. 1). Подобные комплексы фораминифер с *Elphidiella simplex*, по данным Н. А. Волопиновой, отмечались ранее в стратотипе дагинской свиты (р. Даги), а по данным И. И. Ратновского — в нижнедагинской (подугленосной) подсвите дагинской свиты Дагинско-Катанглийского района [8]. В региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина [9]

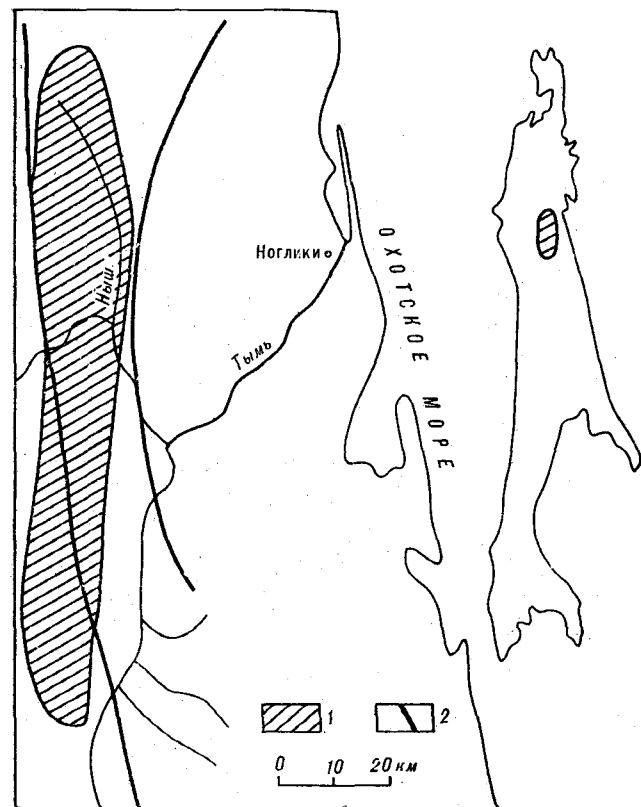


Рис. 1. Обзорная схема. 1 — Нышский прогиб; 2 — региональные разломы.

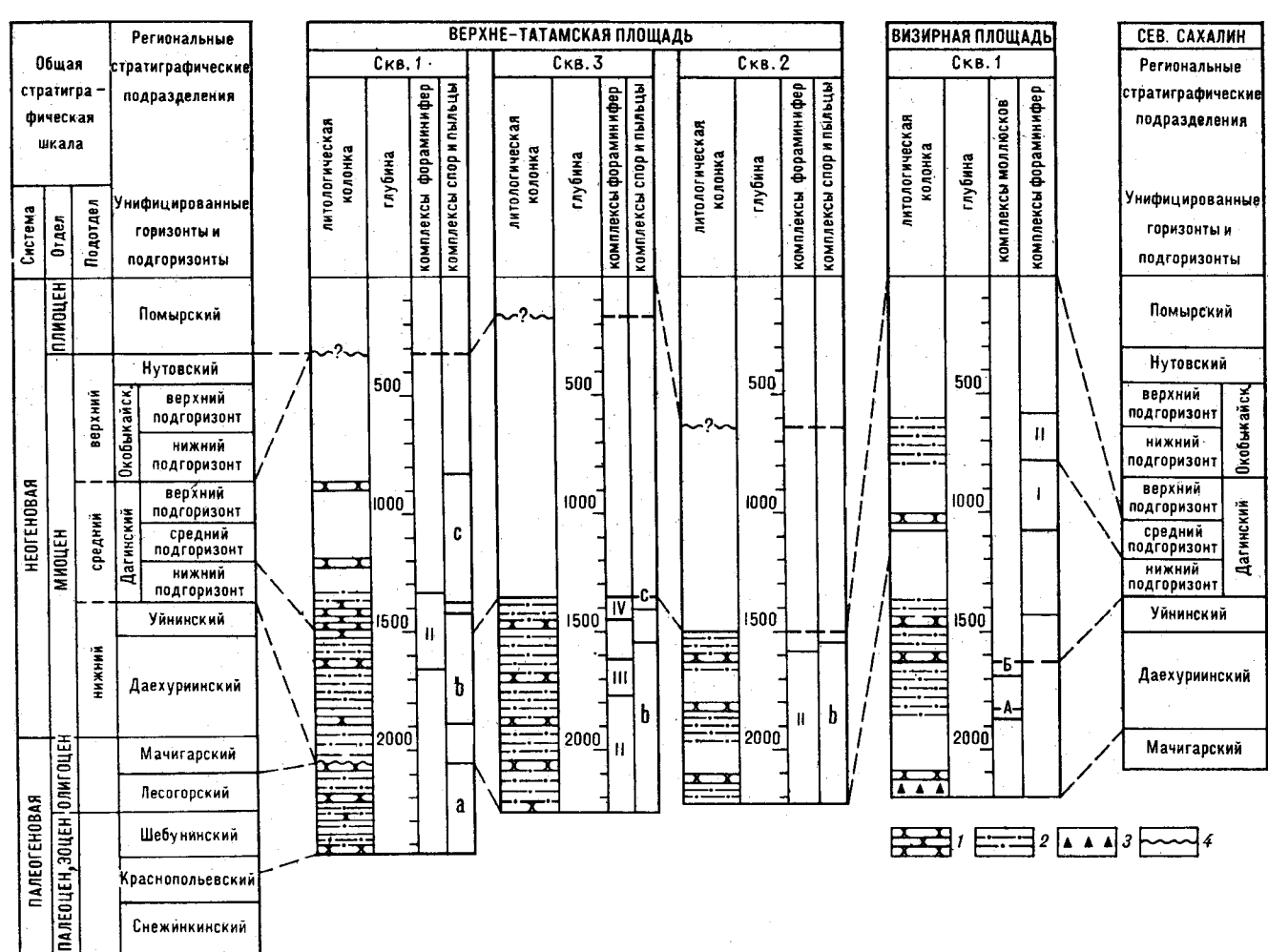


Рис. 2. Схема стратиграфического расчленения кайнозойских отложений Нышского прогиба. 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — брекчия; 4 — перерыв в осадконакоплении.

слои с *Elphidiella simplex* и *Pseudoelphidiella subcarinata* выделены в составе нижнего подурленосного подгоризонта дагинского горизонта Северного Сахалина [4]. Сходные комплексы фораминифер (с *Pseudoelphidiella subcarinata*) были обнаружены М. Я. Серовой на Западной Камчатке в кулувенской свите, возраст которой ею определяется как нижний миоцен [11].

В скв. 3 Верхне-Татамской площади выше по разрезу выделены еще два комплекса фораминифер. Комплекс, обнаруженный в интервале 1665—1742 м (см. рис. 2, III), весьма разнообразен в количественном и систематическом отношении, наряду с секреторными здесь присутствуют агглютинирующие формы. В нем содержатся: *Asanospira carinata* (Cushman et Renz), *Reophax tappuensis* Asano, *Haplophragmoides cf. indentatus* Volosh., *Budashevella laevigata* Volosh., *Cribrstromioides sakhalinensis* Volosh., *Islandiella umbonata* (Volosh.), *Buccella subconica* Budsh., *B. citronea* Leon., *Cribrloelphidium rugosum* Leon., *Cr. subglo-*

*sum* Volosh., *Cr. janna* (Volosh. et Borovl.), *Cr. paromaense* Grig., *Saidovella katagliensis* Volosh., *Glandulina nipponica* Asano, *Quinqueloculina sachalinica* Grig., *Globocassidulina parva* (Asano et Nakamura), *Globogerina paraboloides* Blow, *Miliammina cf. complanata* Volosh. С некоторой долей условности этот комплекс сходен с комплексом фораминифер, более бедным в количественном и систематическом отношении, который был выделен И. И. Ратновским [8] для отложений среднедагинской подсвиты дагинской свиты стратотипического разреза по р. Даги.

В региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина слои с *Miliammina complanata* указаны в составе среднего подгоризонта дагинского горизонта [4].

Следующий комплекс фораминифер скв. 3 Верхне-Татамской площади обнаружен в интервале 1416—1442 м (см. рис. 2, IV). Комплекс представлен только секреторными фор-

мами: *Islandiella umbonata* (Volosh.), *Buccella floriformis* Volosh., *B. subconica* Budash., *B. citronea* Leon., *Criboelphidium paromaense* Grig., *Cr. subglobosum* Volosh., *Cr. vulgare* Volosh. Он сходен с рассмотренным выше комплексом II и отличается от него отсутствием вида *Elphidiella simplex*.

Все описанные комплексы фораминифер выделены на Верхне-Татамской площади преимущественно из глинистой пачки, которая до сих пор рассматривалась как окобыкайская свита. Однако приведенные фаунистические данные позволяют предполагать, что глинистая пачка Верхне-Татамской площади древнее окобыкайской свиты (которая в стратотипическом для нее Дагинско-Катанглийском районе датируется верхним миоценом) и по возрасту соответствует нижней и средней частям дагинской свиты (горизонта) стратотипического района. Возраст дагинского горизонта в настоящее время считается среднемиоценовым [4].

Изучение палинофлоры из этой же глинистой пачки показало следующее. В скважинах 1—3 Верхне-Татамской площади (соответственно 1490—1901, 1540—2237, 1565—2300 м, см. рис. 2, b) обнаружены комплексы палинофлоры примерно того же возраста. По данным палинолога ПГО Сахалингеология Н. М. Грохотовой, для них характерно некоторое преобладание (до 57,0%) пыльцы голосеменных растений над покрытосеменными. Это в основном пыльца *Pinaceae* (р. р. *Pinus*, *Tsuga*, *Picea*, *Keteleeria*); субдоминанты *Taxodiaceae* (р. р. *Taxodium*, *Scyadopytus*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*); единичны *Ginkgo*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Dacrydium*. В группе покрытосеменных растений доминируют мелколиственные представители семейства *Betulaceae* (р. р. *Betula* и *Alnus*). Умеренно теплолюбивые широколиственные представлены *Juglans*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, *Ulmus*, *Tilia*; редко отмечаются субтропические — *Rhus*, *Eleagnus*. Спорадически встречаются травянистые — *Persicaria*. Споры, достигающие иногда 40%, чаще всего представлены *Polyropodiaceae*. Подобные комплексы похожи на «березовский» спорово-пыльцевой комплекс (СПК), описанный Н. Я. Брутман, из уйинской и нижней части дагинской свит (нижний? — средний миоцен) Дагинско-Катанглийского района Северного Сахалина [2, 3]. Это также подтверждает высказанное выше предположение об одновозрастности глинистой пачки Верхне-Татамской площади с нижней и средней частями дагинской свиты.

Вышележащие песчаные отложения Верхне-Татамской площади охарактеризованы палинофлорой только в скв. 1. По данным Н. М. Грохотовой, в интервале 900—1444 м (см. рис. 2, c) в комплексе палинофлоры преобла-

дают покрытосеменные растения. Голосеменные субдоминанты, чаще представлены сосновыми, в том числе имеется несколько видов *Tsuga*, *Picea* sec. *Euripicea*, единично встречаются *Abies*, *Larix*, *Podocarpus*, cf. *totarica* D. Don., *Psophosphaera*, *Ephedra*, *Taxaceae* — *Cupressaceae*. Среди покрытосеменных доминируют умеренно теплолюбивые широколиственные (*Fagus japonica* Max., *F. orientalis* Lipsky, *Ulmus*, *Zelkova*, *Planera*, *Quercus*, *Juglans*, *Carya*, *Ostrya*, *Carpinus*, *Corylus*, *Engelhardtia* и др.), спорадически отмечаются субтропические и тропические — *Bombacaceae*, *Hainnania*, *Parthnicussus*, *Hamamelidaceae*, *Plex*, *Rhus*, *Eucosmiaceae*; мелколиственные представлены березовыми (р. р. *Alnus* и *Betula*, единично встречается *Salix*); спорадически отмечаются кустарнички и травянистые — *Ericaceae*, *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Persicaria*; споры представлены в основном *Polyropodiaceae*. Этот палинокомплекс сходен с «Лангрийским» СПК, который выделен Н. Я. Брутман в отложениях дагинской свиты Дагинско-Катанглийского района и отражает миоценовый климатический оптимум [2, 3].

Наиболее древний для Верхне-Татамской площади СПК обнаружен только в скв. 1 в интервале 2090—2500 м (см. рис. 2, a). Характерной особенностью его является наличие пыльцы формальных таксонов — *Ulmoideipites tricostatus* And., *U. planeraeformis* And., *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Triatriopollenites confusus* Zakl. Подобные комплексы отмечались ранее в верхах краснопольевской и такарадайской свит (палеоген) опорного Углегорского разреза на западном побережье Сахалина [10]. По данным М. Д. Болотниковой [1], пыльца рода *Ulmoideipites* широко распространена в палеогеновых отложениях Приморья. Есть основания полагать, что комплекс палинофлоры с *Ulmoideipites* характеризует отложения, возраст которых древнее олигоценовой мачигарской свиты.

Эти данные позволяют предполагать наличие перерыва в осадконакоплении в самом конце палеогена (олигоцен) и раннем миоцене (см. рис. 2).

Таким образом, рассмотренный материал свидетельствует о том, что принятое расчленение кайнозойских отложений Верхне-Татамской площади по литологическим признакам не подтверждается палеонтологическими данными. Обобщив имеющийся фактический материал и проанализировав опубликованную литературу, мы предлагаем новый вариант стратиграфического расчленения развитых на площади кайнозойских отложений (снизу вверх, см. рис. 2).

Палеогеновые отложения выделяются только в скв. 1 Верхне-Татамской площади (2090—

2500 м), и на основании данных изучения палинофлоры (комплекс «а») они имеют возраст, несомненно, древнее олигоцена.

Выше по разрезу (скв. 1, 360—2090 м; скв. 2, 660—2270 м; скв. 3, 240—2300 м) располагается толща, состоящая из двух пачек: нижней — глинистой (скв. 1, 1540—2090 м; скв. 2, 1520—2270 м; скв. 3, 1400—2300 м), и верхней — песчаной (скв. 1, 360—1540 м; скв. 2, 660—1520 м; скв. 3, 240—1400 м). Обнаруженные в этой толще микрофауна, споры и пыльца свидетельствуют об одновозрастности ее с дагинской свитой стратотипического (Дагинско-Катанглийского) района (средний миоцен). Однако в отличие от стратотипического района [5], где свита имеет трехчленное строение и характеризуется в средней части угленосностью (угленасыщенность составляет там 20 пластов на 500 м разреза), соответствующая ей по возрасту и вскрытая на Верхне-Татамской площади толща двучленна и не характеризуется угленосностью. Для нее, вероятно, следует в дальнейшем предложить другое название.

Нутовская свита, по-видимому, пройдена всеми скважинами Верхне-Татамской площади (скв. 1, 0—360 м; скв. 2, 0—660 м; скв. 3, 0—240 м). Она не охарактеризована керном и выделяется условно на основании данных И. И. Ратновского [8], который в верховьях рек Малая Дага и Татама наблюдал непосредственное налегание рыхлых песчаных отложений средненутовской свиты на плотные песчаники верхней части дагинской свиты. И. И. Ратновский считал возраст средненутовской свиты плиоценовым. Мы также принимаем возраст соответствующей части разреза плиоценовым, хотя не исключено, что она может в дальнейшем (при получении нового фактического материала) оказаться верхней частью песчаной пачки выделяемой толщи, оставшейся пока без собственного названия, но по возрасту аналогичной дагинской свите.

Таким образом, здесь в верховьях рек Малая Дага и Татама, видимо, отсутствуют отложения окобыкайской свиты, т. е. на поздний миоцен приходится перерыв в накоплении осадков.

Предложенный вариант стратиграфического расчленения кайнозойских отложений Верхне-Татамской площади подтверждается результатами бурения скв. 1 на Визирной площади. Там, до глубины 1500—1600 м (см. рис. 2), вскрывается мощная глинистая толща с очень редкими песчаными прослоями. В интервале 560—746 м из этих пород определен комплекс микрофауны, включающий: *Elphidiella simplex* Volosh., *Islandiella umbonata* (Volosh.), *I. cf. excavata* (Volosh.), *Buccella floriformis* Volosh., *B. ex gr. citronea* Leon., *Criboelphidium paromaensis* Grig., *Cr. subglobosum* Volosh.,

*Pseudoelphidiella problematica* Volosh. и сходный с комплексом фораминифер II Верхне-Татамской площади. СПК из этого же интервала сходен с комплексом палинофлоры «b» Верхне-Татамской площади. Это дает основание отложения, вскрытые в интервале 0—746 м на Визирной площади, сопоставлять с глинистой пачкой Верхне-Татамской площади и относить их к среднему (?) миоцену.

Ниже по разрезу скв. 1 Визирной площади в интервале 1068—1407 м (см. рис. 2, 1) Л. И. Митрофановой обнаружен комплекс агглютинирующих фораминифер с единичными секреторными раковинами родов *Islandiella*, *Porosorotalia*, *Haplophragmoides renzi* Asano, *H. compressum* Le Roy, *H. indentatus* Volosh., *H. oblongus* Volosh., *H. advena* Cushman, *Cyclamina pilvoensis* Volosh., *C. pacifica* Beck, *C. pusilla* Brady, *C. cf. japonica* Asano, *Ammodiscus cf. sakhalinicus* V. Kuzn., *Budashevella cf. multicamerata* Volosh., *Islandiella sp. indet.*, *Criboelphidium cf. paromaense* Grig., *Dorothia sp.* Сходный комплекс, по данным Н. А. Волопиновой, был описан из верхней части уйнинской свиты разреза р. Даги. На этом основании, а также учитывая литологический состав, вмещающей породы интервала 1068—1500 м скв. 1 Визирной площади сопоставляются нами с уйнинской свитой Дагинско-Катанглийского района (ранний миоцен) [4].

Ниже в разрезе этой скважины обнаружены остатки макрофауны. В интервале 1632—1639 м (см. рис. 2, Б) наряду с неопределенными до вида *Mosoma* встречается раковина *Modiolus solea* Slod. Представители этого вида широко распространены в аракайской свите (олигоцен) Сахалина и аманинско-гакхинском горизонте (олигоцен) Западной Камчатки [7]. В интервале 1838—1845 м (см. рис. 2, А) обнаружены *Nuculana cf. tumiensis* Laut., *N. cf. pilvoensis* Laut., *Portlandella nitida* Slod., *P. slodkewitshi* Sim. По данным Л. В. Криштофович, *Nuculana tumiensis* на Северном Сахалине характерна для даехуриинской и тумской свит [7], возраст которых, согласно решению Петропавловск-Камчатского стратиграфического совещания, — ранний миоцен [8]. Оба вида порتلанделл широко распространены в олигоценовых отложениях Сахалина и Западной Камчатки [7]. Таким образом, отложения, вскрытые скв. 1 Визирной площади в интервале 1632—1845 м, не могут быть моложе раннего миоцена и, скорее всего, являются одновозрастными даехуриинской свите Дагинско-Катанглийского района.

Строение кайнозойских отложений Нышского прогиба, пройденных скважинами, представляется нам следующим образом (снизу вверх). Наиболее древние образования (эоцен?) пройдены скв. 1 Верхне-Татамской площади в ин-

тервале 2090—2500 м. Далее, вероятно, идет перерыв в осадконакоплении, так как выше располагаются породы даехурийского и уйнинского горизонтов (нижний миоцен), вскрытые скв. 1 Визирной площади соответственно в интервалах 1632—2200 и 1068—1632 м. Далее идут песчано-глинистые отложения дагинского горизонта (средний миоцен): нижний подгоризонт (1540—2090 м, скв. 1 Верхне-Татамская; 1520—2270 м, скв. 2 Верхне-Татамская; 1400—2300 м, скв. 3 Верхне-Татамская; 0—1068 м, скв. 1 Визирная); средний и верхний подгоризонты (360—1540 м, скв. 1 Верхне-Татамская; 660—1520 м, скв. 2 Верхне-Татамская; 240—1400 м, скв. 3 Верхне-Татамская). К верхней границе среднего и верхнего подгоризонтов, вероятно, тоже приурочен размыв, поскольку выше располагаются песча-

ники нутовской свиты (плиоцен). Выделение их, однако, произведено нами весьма условно.

Предлагаемое в настоящей статье стратиграфическое расчленение кайнозойских образований Нышского прогиба имеет слабые места: это условность выделения наиболее молодых — нутовских — образований и недостаточная палеонтологическая характеристика наиболее древних отложений (палеоген), вскрытых скв. 1 Верхне-Татамской площади. Но нет сомнений в том, что глинистая часть разреза скважин Верхне-Татамской и Визирной площадей представляет собой не окобыкайскую свиту; эти отложения древнее последней и, очевидно, по возрасту соответствуют нижней половине дагинской свиты, о чем убедительно свидетельствуют результаты биостратиграфических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Болотникова М. Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Западного побережья Японского моря.— М.: Наука, 1979.
2. Брутман Н. Я. Палинологические комплексы неогеновых отложений Северного Сахалина и их стратиграфическое значение.— В кн.: Палинология кайнозоя. М.: Наука, 1973.
3. Брутман Н. Я. О стратиграфическом положении палинокомплексов кайнозойских отложений Северного Сахалина.— В кн.: Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978.
4. Волошинова Н. А., Брутман Н. Я. и др. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина.— В кн.: Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978.
5. Геология СССР. Т. 33.— М.: Недра, 1970.
6. Журавлев А. В. и др. Шельф Сахалина.— М.: Недра, 1975.
7. Криштофович Л. В. Моллюски третичных отложений Сахалина.— Л.: Недра, 1964.
8. Рагновский И. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина.— Л.: Недра, 1969.
9. Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке корреляционных и унифицированных схем меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов (4—7 июня 1974 г., Петропавловск-Камчатский). Петропавловск-Камчатский, 1982.
10. Савицкий В. О., Сычева О. А. и др. О возрасте нижнедуйской свиты Углегорского района Сахалина.— Южно-Сахалинск, 1969 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 21).
11. Серова М. Я. Поздний палеоген Сахалина и Камчатки (фораминиферы, корреляция, возраст).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4.
12. Харахинов В. В., Кононов В. Э. и др. О тектонике северной части Центрально-Сахалинской низменности.— Изв. Сахалинского отделения Географического общества СССР. Южно-Сахалинск. Вып. 3, 1972.



## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.05

Г. М. Власов

### МОЖНО ЛИ РЕЗКО ПРОТИВОПОСТАВЛЯТЬ ПРОЦЕССЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ОРОГЕННОГО РАЗВИТИЯ И ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ\*

Статья является продолжением дискуссии о книге «Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения». В ней содержатся возражения против «автономности» тектономагматической активизации и

делаемого А. Д. Щегловым резкого противопоставления геосинклинально-орогенных и активизационных процессов. Даются пояснения по ряду затронутых А. Д. Щегловым вопросов.

В моей рецензии на книгу «Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения», написанную коллективом авторов Дальневосточного геологического института АН СССР под редакцией А. Д. Щеглова [8], высказаны критические замечания в отношении представлений об автономной тектономагматической активизации. Эти представления не способствовали четкости предлагаемой в книге классификации вулканических поясов. Некоторые пояса, например крупные окраинно-континентальные, ранее также связываемые с автономной тектономагматической активизацией, исключены в названной книге из этой категории, учитывая многочисленные работы, доказывающие их тесные соотношения с геосинклинально-орогенными процессами [1—4, 6, 11—13, 18]. Другие, сходные по характеристике, вулканические пояса здесь еще трактуются как проявления автономной тектономагматической активизации. В рецензии также указано, что авторами недостаточно учтены историко-геологическая целостность рассматриваемой территории, связи между отдельными структурами. Все это, при общей правильной оценке рудных возможностей Тихоокеанского пояса, обусловило в работе некоторые противоречия и неточности.

Ответом на рецензию явилась статья А. Д. Щеглова [17], в которой он с несколько чрезмерной горячностью контратакует автора рецензии. Продолжать дискуссию не было бы необходимости, если бы не следующие обстоятельства:

1. А. Д. Щеглов необоснованно обвиняет меня в отрицании процессов тектономагматической активизации вообще. Он отмечает, что «в монографии термин „автономная активизация“ не применяется» [17, с. 123], поэтому, казалось бы, замечания рецензента по поводу именно автономности активизации неуместны. Но об автономности процессов тектономагматической активизации в Тихоокеанском поясе мы читаем в монографии на с. 312: «По нашему мнению, в пределах Тихоокеанского сегмента Земли как в азиатской, так и в американской его частях процессы тектономагматической активизации проявляются совершенно автономно, т. е. без связи с развитием других разновозрастных структур, каких бы типов они не были, тем

более звгеосинклиналей (Щеглов, 1968, 1980 гг.)». Далее на той же странице приводятся особенности вулканических поясов и зон тектономагматической активизации, по мнению А. Д. Щеглова, «подчеркивающие независимый автономный характер их развития и отсутствие связей с разновозрастными геосинклинальными процессами». Это показывает, что ранее высказанные представления А. Д. Щеглова об автономности процессов тектономагматической активизации поддерживаются им и сейчас, находя отражение в монографии, почему вполне правомерно было сделать критические замечания в адрес автономной активизации. Именно против автономности активизации мною приводились аргументы как в рецензии, так и в более ранних работах [4, 6, 7]. Тектономагматическая же активизация жестких структур вообще, вызываемая особенностями геологического развития регионов, мною никогда не отвергалась. Спорным вопросом было лишь, насколько такая активизация автономна? Последние исследования жестких Буреинского [14] и Омолонского массивов дают примеры проявления на них разновозрастных тектономагматических процессов, связанных не с «автономными» процессами, а с синхронными движениями в соседних подвижных областях.

2. А. Д. Щеглов указывает на использование оппонентом недопустимых в научных дискуссиях приемов [17, с. 123]. Дело в том, что в рецензии была приведена фраза из работы [10], которая наиболее отчетливо излагает представления Д. В. Рундквиста о структурах активизации «как неизбежном следствии проявления повторного орогенеза в зонах ранней консолидации подвижного пояса при продолжающемся его развитии в целом» [10, с. 22]. Эта фраза более полно и объективно характеризует концепцию Д. В. Рундквиста, чем изложение ее А. Д. Щегловым в монографии и статье [8, 17], где ничего не сказано о том, что тектономагматическая деятельность позднего (повторного) орогенеза, условно относимая Д. В. Рундквистом к явлениям активизации, связана, по существу, с геосинклинально-орогенным развитием подвижных областей. На с. 25, 26 книги [10] Д. В. Рундквист так объясняет образование структур активизации позднего орогенеза: «Отдельные структуры (системы, зоны) вовлекаются в активные тектонические движения не одновременно; как следствие этого, структуры ранней консолидации позднее неоднократно вовлекаются в повторные тектонические движения».

\* К дискуссии о книге «Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения». — М.: Наука, 1984.

Это положение иллюстрируется в графском, на котором показаны соотношения (в виде непосредственных связей) между раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной, раннеорогенной и позднеорогенной стадиями общего процесса. Даже такие явно наложенные структуры, как зоны рифтогенеза, по мнению Д. В. Рундквиста, связаны с определенным, наиболее поздним («послегранитным») этапом общего процесса.

Таким образом, представления Д. В. Рундквиста отнюдь не подтверждают автономности тектономагматической активизации, которая, в конечном счете, связывается им с орогенезом.

3. В статье А. Д. Щеглов обвиняет рецензента в путанице понятий, неправильности представлений, консерватизме, полном незнании достижений советских и зарубежных исследователей, безапелляционности суждений, их неаргументированности и др. При этом позиции, с которых развивается критика, далеко не бесспорны. Так, по мнению А. Д. Щеглова [17, с. 123], «системный подход при анализе геологических условий ничего общего не имеет с системами (рудно-магматическими, геологическими и др.)». Но ведь этот подход потому и назван системным, что он применяется при исследовании систем, варьируя по форме в зависимости от типа систем. Примеры эффективности использования системного подхода достаточно многочисленны. Исследователи, следующие представлениям А. Д. Щеглова, что «можно использовать системный анализ без выделения геологических систем и, наоборот, выделяя последние, не пользоваться системным анализом» [17, с. 123], много теряют.

Вызывает сомнение и утверждение А. Д. Щеглова что «в последние годы доказано: в полном объеме полициклических геосинклиналей практически нет, если, конечно, понимать полициклическое развитие как развитие, ограниченное строгими рамками одной площади (одной, первой геосинклинали). Практически во всех регионах полициклическое геосинклинальное развитие происходит со смещением во времени и пространстве и часто с изменением характера сходных геологических формаций» [17, с. 125]. Но вряд ли смещение полициклично развивающихся структур во времени и пространстве следует считать препятствием к признанию полициклическости складчатых областей. Вообще, любое развитие немислимо вне времени и пространства. Хорошим примером полициклического развития со смещением во времени и пространстве является Монголо-Охотская геосинклиналь (складчатая область), в которой отложения циклов последовательно омолаживались с запада на восток. Что касается изменения характера геологических формаций в циклах, то это объяснимо, исходя из представлений многих ведущих советских геологов (В. Е. Хаин и др.) о циклическости как отражении направленного развития и о возможности в силу этого явления эволюции сравнением последовательных циклов.

Далее А. Д. Щеглов утверждает: «...полициклические континентальные вулканические пояса не развиваются, ибо нет случаев, когда на месте вулканического пояса определенного типа возникает аналогичный, но более молодой пояс с тем же комплексом вулканических формаций и месторождений» [17, с. 124]. В данном рассуждении оппонент также не учитывает эволюции, свойственной циклическим образованиям, и не допускает в полициклических системах развития с перемещением в пространстве. Между тем полициклическость континентальных окраинных вулканических поясов хорошо показана обстоятельными исследованиями различных звеньев Восточно-Азиатского вулканического пояса, в частности работами В. И. Сидюкова в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе [11].

Мои критические замечания вызвали категорическое утверждение А. Д. Щеглова, что рецензенту «совсем неизвестны» достижения советских и зарубежных исследователей, связанных с открытием но-

вых рудных провинций, районов и месторождений. Возможность же того, что рецензент знаком с этими достижениями, но придерживается другого мнения о геологической позиции открываемых месторождений, А. Д. Щегловым, к сожалению, не учитывается. Это противоречит его же словам, что несовершенство геологических и металлогенических знаний «позволяет во многих случаях интерпретировать один и тот же фактический материал с разных точек зрения, с позиций разных концепций» [17, с. 125].

В заключающих статью фразе оппонент столь же категорично характеризует мою рецензию в целом, как пример безапелляционных суждений при отсутствии должных аргументов. Так это или нет — лучше предоставить судить читателям.

4. Наконец, основной причиной, вызвавшей необходимость в продолжении дискуссии, является мое убеждение, что А. Д. Щеглов слишком односторонне увлекся противопоставлением геосинклинально-орогенных и активизационных процессов. Отсюда его отрицательное отношение к классической геосинклинальной теории, по его мнению уже истерпанвшей свои прогнозно-металлогенические возможности и ставшей «тормозом» в понимании металлогенического развития геологических структур [17]. Отсюда также и некоторая отвлеченность от закономерностей геосинклинально-орогенного развития и стремление разработать новые представления «нелинейной металлогении» [15, 16].

Противопоставляя геосинклинально-орогенные и активизационные процессы, А. Д. Щеглов подчеркивает как характерную особенность тектономагматической активизации связь процессов с подкоровыми зонами Земли, мантийный характер их продуктов. Но только ли коровые геосинклинально-орогенные процессы? Развитие геосинклиналей непосредственно связано с разломами-зонами Бенюфа — Заварицкого, местами углубляющимися в тело планеты (по геофизическим данным) на 600—700 км. Глубинные процессы не только накладываются на структуры коры, но и оставляют в коре и на поверхности у этих зон как бы «следы» в форме геосинклинальных систем — складчатых областей [5]. В период интенсивного развития глубинных разломов, регулирующих геосинклинальные процессы, по ним подаются к поверхности преимущественно мантийные магматические продукты основного — ультраосновного и частично андезитового состава. Новые материалы все убедительней указывают на мантийное происхождение большей части металлов в раннегеосинклинальных структурах. В более поздние этапы процесса все большее развитие получает коровая минерализация, хотя эпизодически, в периоды расширения земной коры, к поверхности прорываются глубинные продукты, например, базальты, слагающие шат и трапные поля с рудной минерализацией мантийного характера. Именно поэтому эндогенные рудные месторождения, в том числе и глубинного происхождения, все же чаще имеют некоторую связь со структурами земной коры. Отсюда следует нецелесообразность раздельного исследования «глубинной» и «коровой» металлогении (хотя некоторая специфика изучения глубинных образований, конечно, есть).

Геосинклинальная теория, несмотря на критику со стороны сторонников тектоники плит и ослабление внимания к ней со стороны геологов, увлеченных активизацией, все же успешно развивается, и некоторые новые ее положения хорошо объясняют явления тектономагматической активизации с позиций закономерностей общего процесса развития складчатых областей и платформ. Это прежде всего последовательное вовлечение различных частей структурно-формационных зон в активные движения, вызывающее активизацию, связанную с поздним (повторным) орогенезом [10]. Много объясняет в вопросе активизации и общее поступательно-возвратное развитие геосинклинально-складчатых областей с первоначальным выдвиганием

вперед фронтальных раннегеосинклиналиных зон и с последующим оформлением в обратном направлении тыловых структур [6, 7]. По-видимому, справедливо утверждение Д. В. Рундквиста [10] об очень длительном формировании платформ, охватывающем время нескольких тектономагматических мегациклов, в течение которого, естественно, структуры неоднократно подвергаются тектономагматической активизации. Чередование процессов сжатия и расширения в течение общих циклов развития подвижных областей и платформ, с массовыми излияниями мантийных магматических пород в этапы растяжения коры, также, по существу, представляют примеры активизации тектономагматических процессов. Важным дополнением геосинклиальной теории явилось установление принадлежности крайних вулканических поясов (ранее связываемых с автономной тектономагматической активизацией) к орогенным структурам, замыкающим геосинклиальный процесс формирования сиалической коры [2, 3, 7, 9] и др.

С другой стороны, концепция автономной тектономагматической активизации сама по себе не может объяснить причины ее проявления. Неясность процессов, вызывающих активизацию, отмечает А. Д. Щегловым в ряде его работ. Об этом говорится и в книге «Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения» [8].

Можно предвидеть возможность того, что трудности установления причин активизации будут успешно преодолены при дальнейшем развитии геосинклиальной теории и в случае достаточного внимания к геосинклиально-орогенным процессам, т. е. с позиций именно геосинклиальной теории. Причем если это случится, то наиболее вероятными регионами, где будут решены ключевые вопросы тектоники и металлогении (в том числе и так называемой активизации),

окажутся территории Востока СССР и Тихоокеанского пояса в целом. Здесь уместно повторить не раз подчеркиваемое мною положение, что уникальность этого пояса состоит не в том, что в нем проявляются особые геологические закономерности и развиты характерные геологические и рудные формации, а в том, что здесь в относительно молодых благоприятных структурных обстановках, при наличии современных геосинклиналиных систем, легче решить важнейшие вопросы тектоники и металлогении, чем где-либо в другой области мира.

Некоторую прозорливость в этом отношении проявил А. Д. Щеглов, написав в являющейся предметом дискуссии статье [17, с. 124]: «...тихоокеанские регионы СССР были и остаются наиболее сложными объектами для выявления процессов тектонической активизации, где эти процессы «затупеваны» и где для их выявления требуется всесторонний анализ большего по объему фактического материала. Более того, это такие регионы, где проще названные процессы не замечать или объяснять их с позиций геосинклиальной теории, что и делает Г. М. Власов». К сожалению, А. Д. Щеглов не использовал именно в этом направлении возможности Тихоокеанского пояса, а, наоборот, «встретил в штыхы» высказанные автором соображения о тесных связях процессов активизации с геосинклиально-орогенными системами, о необходимости учета геосинклиальной теории при решении проблемы тектономагматической активизации, о полезности рассмотрения вулканических поясов и других геологических структур в рассматриваемом в монографии регионе как сложных, но в определенной степени закономерно построенных систем.

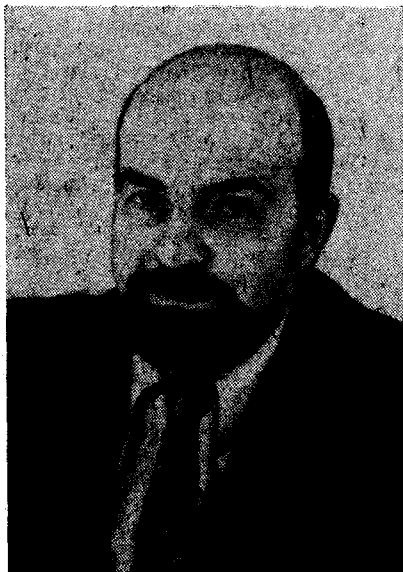
Из всего сказанного следует, что на вопрос, поставленный в заголовке настоящей статьи, автор ее дает отрицательный ответ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Азбель К. А.* Природа, тектономагматические и минералогические особенности эволюции краевых вулканических поясов. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1973.
2. *Белый В. Ф.* Краевые вулканические пояса и геосинклиальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса). — В кн.: Вулканизм и тектоника (Тр. МГУ, XXIII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 2). М.: Наука, 1983.
3. *Ветренников В. В.* Особенности развития Восточно-Сихота-Алинского вулканического пояса. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
4. *Власов Г. М.* О геологической сущности процессов активизации. — Геотектоника, 1976, № 6.
5. *Власов Г. М.* Значение проблемы палеозон Бенюфа. — В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналах. — М.: Наука, 1978.
7. *Власов Г. М., Компаниченко В. Н. и др.* Магматогенно-рудные системы. — М.: Наука, 1986.
8. *Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения/Под ред. А. Д. Щеглова.* — М.: Наука, 1984.
9. *Пейве А. В., Штрейф Н. А. и др.* Океаны и геосинклиальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
10. *Рудомосность и геологические формации структур земной коры/Под ред. Ж. В. Рундквиста.* — Л.: Недра, 1981.
11. *Синюков В. И.* Формации и структура Восточно-Сихота-Алинского вулканоогенного пояса. — М.: Наука, 1986.
12. *Федчин Ф. Г., Аблаев А. Г., Денисов Е. П.* О природе Восточно-Сихота-Алинского вулканического пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4.
13. *Филитов А. Н.* Об унаследованном характере орогенных вулканических поясов Сихота-Алиния. — Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
14. *Шевченко Б. Ф.* Бурейский массив. — В кн.: Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984.
15. *Щеглов А. Д.* Металлогения и тектоника. — Тихоокеанская геол., 1985, № 6.
16. *Щеглов А. Д., Говоров И. Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. — М.: Наука, 1985.
17. *Щеглов А. Д.* Еще раз о тектономагматической активизации, внегеосинклиальных подвижных структурах и их металлогении. — Тихоокеанская геол., 1986, № 3.
18. *Ярмолюк В. В.* Верхнепалеозойские вулканоогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. — М.: Наука, 1978 (Тр. Советско-Монгольской научно-иссл. геол. экспедиции, вып. 13).

**ВАЛЕРИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ ИВАНОВ**

(1939—1986 гг.)



10 декабря 1986 г. скоропостижно скончался известный геолог-нефтяник, доктор геолого-минералогических наук, член Научного Совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии горючих ископаемых, член редколлегии журналов «Тихоокеанская геология» и «Колыма», организатор и руководитель лаборатории геологии нефти и газа Северо-Восточного комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР, депутат Магаданского областного Совета народных депутатов XVII созыва, коммунист Валерий Владимирович Иванов.

Научная биография Валерия Владимировича началась в 1961 г. после окончания Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Уже самые первые его исследования были связаны с изучением проблем нефтегазоносности на Северо-Востоке СССР. После защиты кандидатской диссертации («Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Пенжинско-Анадырского района», 1967 г.) В. В. Иванов переехал в Магадан, где создал в СВКНИИ лабораторию геологии нефти и газа. Тем самым было положено начало глубокому и систематическому изучению осадочных бассейнов в этом обширном и геологически сложном регионе с целью оп-

ределения направлений поисков месторождений нефти и газа.

Исследователь-новатор, геолог с широким кругом интересов, Валерий Владимирович свою короткую, но яркую жизнь посвятил фундаментальным вопросам нефтегазовой геологии и геохимии, выделению осадочных бассейнов в Северо-Восточной Азии и научному обоснованию перспектив их нефтегазоносности. В. В. Иванов стал одним из лидеров прогрессивного породно-геоформационного (экологического) направления в учении о нафтидогенезе. В последние годы В. В. Иванов вместе со своими товарищами по работе развивал новое динамическое направление в области прямых геохимических методов поиска нефтегазовых месторождений. Его прогностические заключения нашли подтверждение в работах нефтяников-практиков, способствуя открытию первых на Северо-Востоке промышленных месторождений нефти и газа.

Научное наследие В. В. Иванова, в том числе его многочисленные печатные публикации как у нас в стране, так и за рубежом, еще предстоит оценить по достоинству, но уже сейчас ясно одно — актуальность выполненных В. В. Ивановым работ с годами будет только возрастать.

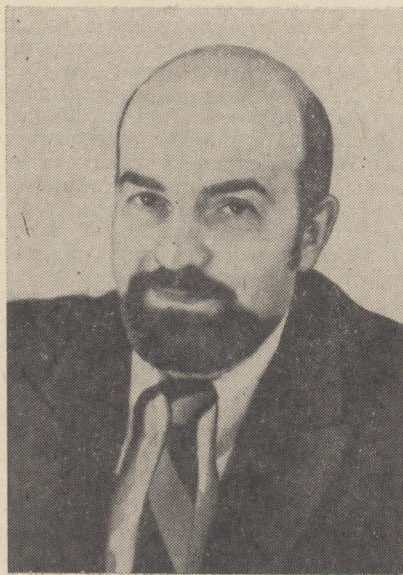
Товарищи В. В. Иванова по работе испытывают глубокое уважение к памяти человека, оставившего не только учеников и последователей, но и огромное количество планов, замыслов, оригинальных идей, которые предстоит еще воплотить в жизнь его коллегам и ученикам. Для молодого поколения ученых ярким примером будет служить не только его преданность и полная самоотдача делу, но и активная общественная позиция В. В. Иванова. Сейчас, когда в академической науке, как и во всем обществе в целом, происходят значительные перемены, нам остро не хватает принципиального сторонника новизны и перестройки В. В. Иванова.

Оптимизм Валерия Владимировича, его готовность помочь в трудную минуту, его целеустремленность и последовательность навсегда останутся светлой и благодарной памятью в наших сердцах.

*Д. И. Агапитов, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. Е. Глогов, А. В. Гревцев, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, В. А. Краснов, Е. В. Красног, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеев, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, Г. В. Ручкин, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, И. К. Туезов, В. Н. Шарпов, Н. А. Шило, А. Д. Щеглов, О. В. Щербань*

## ВАЛЕРИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ ИВАНОВ

(1939—1986 гг.)



10 декабря 1986 г. скоропостижно скончался известный геолог-нефтяник, доктор геолого-минералогических наук, член Научного Совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии горючих ископаемых, член редколлегии журналов «Тихоокеанская геология» и «Колыма», организатор и руководитель лаборатории геологии нефти и газа Северо-Восточного комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР, депутат Магаданского областного Совета народных депутатов XVII созыва, коммунист Валерий Владимирович Иванов.

Научная биография Валерия Владимировича началась в 1961 г. после окончания Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Уже самые первые его исследования были связаны с изучением проблем нефтегазоносности на Северо-Востоке СССР. После защиты кандидатской диссертации («Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Пенжинско-Анадырского района», 1967 г.) В. В. Иванов переехал в Магадан, где создал в СВКНИИ лабораторию геологии нефти и газа. Тем самым было положено начало глубокому и систематическому изучению осадочных бассейнов в этом обширном и геологически сложном регионе с целью оп-

ределения направлений поисков месторождений нефти и газа.

Исследователь-новатор, геолог с широким кругом интересов, Валерий Владимирович свою короткую, но яркую жизнь посвятил фундаментальным вопросам нефтегазовой геологии и геохимии, выделению осадочных бассейнов в Северо-Восточной Азии и научному обоснованию перспектив их нефтегазоносности. В. В. Иванов стал одним из лидеров прогрессивного породно-геоформационного (экологического) направления в учении о нафтидогенезе. В последние годы В. В. Иванов вместе со своими товарищами по работе развивал новое динамическое направление в области прямых геохимических методов поиска нефтегазовых месторождений. Его прогностические заключения нашли подтверждение в работах нефтяников-практиков, способствуя открытию первых на Северо-Востоке промышленных месторождений нефти и газа.

Научное наследие В. В. Иванова, в том числе его многочисленные печатные публикации как у нас в стране, так и за рубежом, еще предстоит оценить по достоинству, но уже сейчас ясно одно — актуальность выполненных В. В. Ивановым работ с годами будет только возрастать.

Товарищи В. В. Иванова по работе испытывают глубокое уважение к памяти человека, оставившего не только учеников и последователей, но и огромное количество планов, замыслов, оригинальных идей, которые предстоит еще воплотить в жизнь его коллегам и ученикам. Для молодого поколения ученых ярким примером будет служить не только его преданность и полная самоотдача делу, но и активная общественная позиция В. В. Иванова. Сейчас, когда в академической науке, как и во всем обществе в целом, происходят значительные перемены, нам остро не хватает принципиального сторонника новизны и перестройки В. В. Иванова.

Оптимизм Валерия Владимировича, его готовность помочь в трудную минуту, его целеустремленность и последовательность навсегда останутся светлой и благодарной памятью в наших сердцах.

*Д. И. Агапатов, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. Е. Глогов, А. В. Гревцев, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, В. А. Красников, Е. В. Краснов, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, Г. В. Ручкин, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, И. К. Туезов, В. Н. Шаранов, Н. А. Шило, А. Д. Щеглов, О. В. Щербань*

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. В. Иванов*, *В. А. Красилов*, *Е. В. Краснов*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *Г. В. Ручкин*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*, *И. К. Тузов*,  
*В. Н. Шаранов*

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,  
ИТИГ ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 39-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*  
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *И. М. Остроумова*  
Корректоры *Г. Д. Смоляк*, *Г. И. Шведкина*

Сдано в набор 12.02.87. Подписано к печати 19.05.87.  
МН-02639. Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Высокая печать. Усл.  
печ. л. 13,4. Уч.-изд. л. 15. Усл. кр.-отт. 14. Тираж  
700 экз. Заказ № 660.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
«Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск,  
99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Ново-  
сибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 1 р. 80 к.

---

*(Адрес подписчика)*

Индекс 70985