

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



5

1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора),
Г. Л. Кириллова (отв. секретарь), Ю. И. Бакулин, Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов,
А. А. Врублевский, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас,
А. Е. Радкевич, В. В. Ревердатто, Н. П. Романовский, К. Ф. Сергеев,
А. А. Сидоров, В. Н. Шарапов

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТиГ ДВО РАН. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО «Наука». Сибирская издательская
фирма. Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н. А. Лившиц*

Мл. редактор *М. А. Языкова*

Художественный редактор *Л. В. Матвеева*

Технический редактор *Т. Н. Дразун*

Корректор *В. В. Борисова*

Сдано в набор 10.06.93. Подписано к печати 09.09.93. Формат 70×108 1/16. Офсетная печать. Усл. печ. л. 11,9.
Усл. кр.-отг. 12,4. Уч.-изд. л. 15. Тираж 329. Заказ № 671.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО «Наука». Сибирская издательская фирма. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Новосибирская типография № 4 ВО «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

**ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ**
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

№ 5, 1993

СОДЕРЖАНИЕ

Васильев Б. И. Меланезийский тип Тихоокеанской зоны перехода	3
Евланов Ю. Б. Геологическое строение гайотов подводного хребта Михельсона (Тихий океан)	13
Попеко Л. И., Натальин Б. А., Беляева Г. В., Котляр Г. В., Шишкина Г. Р. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России	19
Кемкин И. В., Ханчук А. И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня	31
Павлюткин Б. И., Петренко Т. И. Новые материалы по стратиграфии третичных отложений п-ова Речной (Южное Приморье)	42
Гранник В. М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков Центрального Сахалина	50
Кузьмин В. К. Геологическое строение кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив)	67
Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А., Раткин В. В., Демашов С. Б. Флюидный режим формирования Хинганского оловорудного месторождения (по данным изучения включений в минералах)	78
Гоневчук Г. А., Гоневчук В. Г. Магматические породы Маглойского ареала как вероятный аналог Мяо-Чанской магматической серии Комсомольского рудного района	87
Казаринов С. Л. Морфоструктурная позиция северо-восточной периферии Амуро-Зейской депрессии и условия формирования россыпей золота в кайнозое (морфодинамические модели золотороссыпных узлов)	97
Кузьменко С. П., Юрочкин Ю. Д. Вторичные кварциты месторождения горы Бомба — новый вид фарфорового сырья Приамурья	108
Дружинин А. Б., Лунева М. Н. Сейсмические волны в слоисто-анизотропных средах с нежестким контактом	115

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Ган Шенгфей. Флюидные включения в гранулитах северной окраины Сино-Корейского щита (хр. Данциншань, Внутренняя Монголия)	127
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Власов Г. М. О «предороженном» тектоническом режиме нового типа	131
---	-----

ХРОНИКА

О новом международном проекте	—
---	---

GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

SEPTEMBER — OCTOBER

N 5, 1993

CONTENTS

Vasiliev B. I. Melanesian type of the Pacific transition zone	3
Yevlanov Yu. B. Geological structure of guyots of the Mikhelson sea ridge (Pacific Ocean)	13
Popeko L. I., Natal'in B. A., Belyaeva G. V., Kotlyar G. V., Shishkina G. R. Paleobiogeographic zonation of the Paleozoic, and geodynamics of Russia's Far East south	19
Kemkin I. V., Khanchuk A. I. The Jurassic accretionary complex of the South Sikhotealin	31
Pavlyutkin B. I., Petrenko T. I. New information on the stratigraphy of the Tertiary deposits, Rechnoi Peninsula (South Primorie)	42
Grannik V. M. Mesozoic volcanogenic-sedimentary and magmatic rocks of the Abramovsky, Vitnitsky and Tundrovsky blocks, Central Sakhalin	50
Kuzmin V. K. Geologic structure of the Yurovsky uplift crystalline basement (Okhotsk massif)	67
Khetchikov L. N., Pakhomova V. A., Ratkin V. V., Demashov S. B. Fluid regime of formation of the Khingansk tin deposit (from data on inclusions study of minerals)	78
Gonevchuk G. A., Gonevchuk V. G. Magmatic rocks of the Magloisk areal as a probable analogue of the Myao-Chansky magmatic series, Komsomolsk ore region	87
Kazarinov S. L. The morphostructural position of the Amur-Zeya depression's north-eastern periphery, and conditions of gold placer formation in the Cenozoic (morphodynamic models of gold placer major zones)	97
Kuzmenko S. P., Yurochkin Yu. D. Secondary quartzites of the Bomba Mt deposit — a new kind of porcelain raw material in Priamurie	108
Druzhinin A. V., Lunyova M. N. Seismic waves in the stratified anisotropic media with a non-rigid contact	115

BRIEF COMMUNICATIONS

Berdnikov N. V., Karsakov L. P., Gan Shengfei. Fluid inclusions in the granulites of the northern margin, Sino-Korean shield (Danqingshan Range, Inner Mongolia)	127
--	-----

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Vlasov G. M. The «pre-orogenic» tectonic regime of a new type	131
---	-----

CHRONICLES

Of the new international project	—
--	---

УДК 551.462

*Б. И. Васильев***МЕЛАНЕЗИЙСКИЙ ТИП ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА**

Проанализированы геологическое строение и морфотектоника Австрало-Меланезийского региона, существенно отличающегося от других регионов Тихоокеанской зоны перехода. Предполагается, что специфика этого региона обусловлена тем, что здесь происходит сочленение Тихоокеанского и Индо-Австралийского мегаблоков, имеющих различное направление векторов тектонических напряжений, но не испытывавших существенных перемещений относительно друг друга. Рассматриваемый регион предлагается выделить в самостоятельный тип зоны перехода — меланезийский.

В настоящее время принято выделять два типа зон перехода между океанами и континентами: пассивный Атлантический и активный Тихоокеанский. Однако такое деление слишком схематично. В. В. Белоусов [1] выделил колумбийский тип зоны перехода между Тихим океаном и Северной Америкой, существенно отличающийся от двух вышеназванных. Не менее своеобразна Тихоокеанская зона перехода и в пределах Австрало-Меланезийского сектора, отличающегося необычайной сложностью геологического строения и тектонических структур.

В пределах этого сектора выделяется семь звеньев — Новогвинейское, Западно-Меланезийское, Соломоново, Новогвинеидское, Тонга-Кермадекское, Новозеландское и Маккуори (рис. 1).

Для рассматриваемого региона, пожалуй, наиболее подходит термин «зона перехода», поскольку здесь в ряде мест нельзя уверенно провести границу между ложем Тихого океана и морфоструктурами собственно зоны перехода, а в других местах она нетипична.

«Настоящая» граница здесь наблюдается только в районе Тонга-Кермадекского звена, которое образовано системой дуга — желоб с высокой современной сейсмичностью и вулканизмом. По своему строению это звено аналогично системам дуга — желоб Идзу-Бонинской, Волкано и Марианской, отделяющим Филиппинское море от Тихого океана, и, по-видимому, имеет такую же геологическую природу.

На участке от северной оконечности системы дуга — желоб Тонга до Новой Гвинеи граница Тихоокеанской впадины условно проводится по прерывистой цепочке асейсмичных желобов, не сопровождающихся островными дугами, а на восточном фланге этого участка между системой дуга — желоб Тонга и желоб Витязя эта граница морфологически никак не выражена. Очень слабо она проявлена и на западном фланге, особенно между Новогвинейским желобом и одноименной котловиной.

В Новогвинейском звене границей Тихого океана считается Новогвинейский разлом, по которому поднят южный (Новогвинейский) блок и опущен северный (Западно-Каролинский). С юга к рассматриваемому участку Тихоокеанской границы близко подходит граница Австралийской докембрийской платформы, и лишь в очень узкой полосе вдоль ее окраины развиты палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, прорванные мелкими интрузиями и дислоцированные только в кайнозое, что доказывается конформным залеганием всех слоев — от кембрийских до третичных [5]. На востоке Новогвинейское звено соединяется с южной частью Фи-

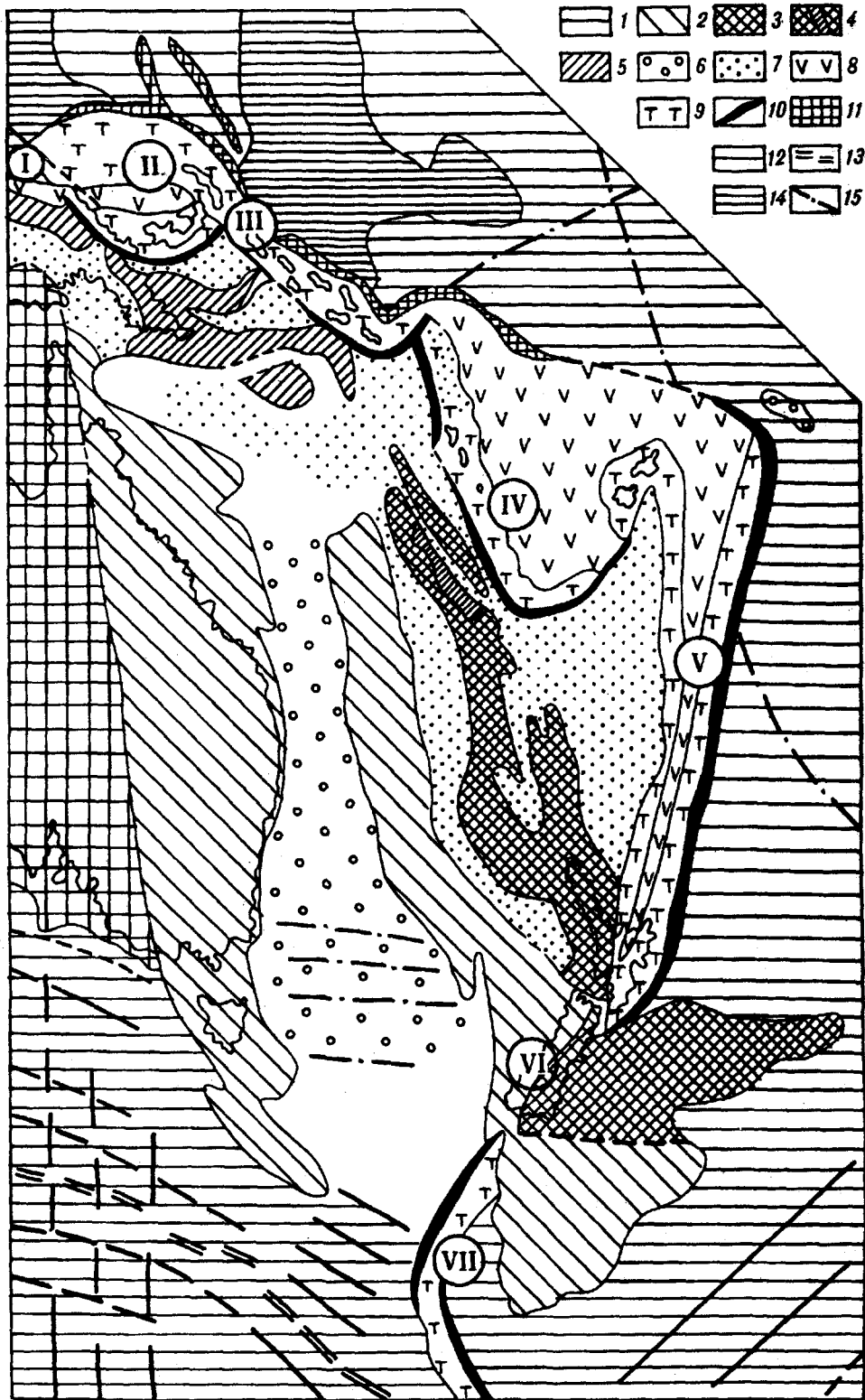


Рис. 1. Тектоническая схема Австрало-Меланезийского сектора (по [8] с изменениями автора).
 1 – Австралийская эпибайкальская платформа; 2–5 – складчатые зоны: 2 – палеозойская (тасманийская), 3 – ранне-мезозойская, 4 – то же, активизированная в палеогене, 5 – раннекайнозойская; 6–8 – наложенные впадины: 6 – позднемеловые, 7 – палеогеновые, 8 – неогеновые; 9 – островные дуги; 10 – глубоководные желоба; 11 – внутриокеанические желоба; 12 – котловина Тихоокеанской мегавпадины; 13 – приосевая зона Срединно-океанического хребта; 14 – подводные валы и плато; 15 – главнейшие разломы. Римские цифры в кружках – звенья Австрало-Меланезийского сектора: I – Новогвинейское; II – Западно-Меланезийское; III – Соломоново; IV – Новогвинейское; V – Тонга-Кермадекское; VI – Новозеландское; VII – Маккуори.

липпинской островной системы. Граница между ними условно проводится по широтному разлому, проходящему примерно по 2° ю. ш. [14].

Западно-Меланезийское звено включает одноименный желоб и островную дугу, море Бисмарка (Новогвинейское) и Новобританскую систему дуга — желоб. Северной границей звена служит Западно-Меланезийский асейсмичный желоб (Манус), оба склона которого имеют одинаковое геологическое строение [14]. Морфоструктуры, расположенные к северу от Новогвинейского разлома и Западно-Меланезийского желоба — Восточно-Каролинская впадина и желоба Лира и Муссау, вал Эурипик, Западно-Каролинская впадина и Каролинское поднятие, существенно отличаются от Западно-Тихоокеанской котловины. Вулканогенный фундамент здесь олигоценый, а не юрский, в связи с чем этот регион при плитотектонических построениях выделяется в виде отдельной плиты, граница которой проводится по желобу Муссау, а затем по безымянному желобу внутри Каролинского поднятия [14]. Таким образом, здесь мы имеем дело не с типичным океаном, а с морфоструктурами типа впадины Филиппинского моря, которые следует относить к зоне перехода.

Западно-Меланезийская островная дуга морфологически выражена только в восточной части (о. Новая Ирландия и расположенная к северу от него гряда мелких островов и банок). В центральной части имеется лишь несколько изолированных подводных гор и банок, сложенных неогеновыми вулканиками. Сейсмичность и современный вулканизм в пределах дуги не проявлены.

Море Бисмарка (Новогвинейское) представляет собой небольшую котловину (1000 × 600 км), в пределах которой выделяется две впадины — Новогвинейская и Манус, разделенные зоной поднятий. Глубина моря около 2000 м, однако тип коры по геофизическим характеристикам ближе к океаническому [5].

Новобританская дуга образована крупным одноименным островом на востоке и отходящей от него на запад цепочкой мелких островов. В пределах дуги выделяется две зоны — вулканическая со стороны моря Бисмарка, и невулканическая, обращенная к Новобританскому глубоководному желобу. Наиболее древние породы, обнажающиеся в пределах дуги, — эоценовые островодужные вулканы Бейнинг основного и среднего состава (до 2000 м), формировавшиеся в наземных и мелководно-морских условиях. Они прорваны интрузиями такого же состава и несогласно перекрыты олигоцен-миоценовыми вулканиками основного и среднего состава и миоценовыми известняками. К позднему миоцену — плиоцену относится формирование толщи туфов среднего и кислого состава, а в позднем плиоцене и в настоящее время в результате деятельности стратовулканов формируются островодужные вулканы толеитового, андезитового и риолитового состава. Дуга характеризуется очень высокой сейсмичностью. Очаги землетрясений приурочены к зоне Беньюфа, круто падающей на северо-запад, под островную дугу.

Новобританский глубоководный желоб, сопряженный с одноименной островной дугой, имеет глубину свыше 8000 м. В западной части желоб раздваивается и становится мельче, осадочный чехол в нем представлен турбидитами [12].

Соломоново звено имеет очень сложное строение. От Тихого океана оно отделено асейсмичным Северным Соломоновым желобом, который протягивается между внутриокеаническим подводным плато Капингамаранги и океаническим склоном Соломоновой островной системы на 1300 км. На северо-западе его продолжением служит внутриокеанический желоб Лира, а на юго-востоке он торцово сочленяется с желобом Витязя.

Желоб состоит из двух изолированных прогибов, которые иногда выделяются как самостоятельные желоба Санта-Исабель и Малаита.

Максимальная глубина желоба в северо-западной части 3500 м, в юго-восточной — 4500 м, т. е. он не является глубоководным. Желоб асимметричен: островной склон его значительно выше и круче, чем океанический. Днище желоба представляет собой продолжение океанического склона, прилегающего к островному по разлому (рис. 2). Желоб приурочен к разлому, по которому в кайнозой был поднят южный блок и опущен северный. До

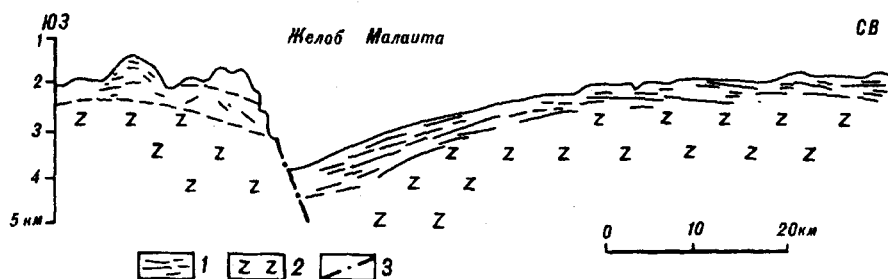


Рис. 2. Схематический геологический разрез через желоб Малаита (по [8], с дополнениями).
1 — осадочные отложения (К — О); 2 — пиллоу-базальты (J3 — K1?); 3 — разломы.

неогена граница Тихого океана проходила южнее, в районе зоны разлома между Центральной и Тихоокеанской провинциями [5].

Морфоструктурное положение расположенного к северу от желоба плато Капингамаранги аналогично положению восточной части Новозеландского плато, плато Кембелл и поднятия Чатем, которые имеют континентальную природу. Эта аналогия служит убедительным подтверждением предположения о континентальной природе и плато Капингамаранги, основанного на геофизических данных о большой мощности его коры (до 42 км) и результатах бурения, вскрывшего под осадочной толщей вулканогенные образования, аналогичные континентальным траппам. Следовательно, как и в случае с Новозеландским плато, здесь мы, по-видимому, имеем дело с реликтом континента в пределах Тихоокеанской мегавпадины, граница которой становится неопределенной: можно проводить ее, как это принято, по осевым зонам желобов, а можно, с неменьшим основанием, по изобате 4000, оконтуривающей плато Капингамаранги.

Соломоновы острова приурочены к поднятому Тихоокеанскому блоку, расположенному между северным и южным Соломоновыми желобами. Длина этого блока около 1000 км, ширина до 260 км.

Острова образуют две гряды, разделенные внутридуговой впадиной с глубинами до 1500 м. В пределах Соломоновой островной системы выделяется три провинции: Тихоокеанская, Центральная и Вулканическая.

Разрез Тихоокеанской провинции наиболее полно представлен на о. Малаита, где он начинается толщей позднемеловых базальтов, перекрытой сеноманскими известняками. Выше залегают кайнозойские карбонатные отложения (до 1500 м), смятые в пологие складки. Этот разрез аналогичен разрезу, вскрытому скважинами на вале Капингамаранги (скв. 288, 289), что указывает на генетическое единство этих морфоструктур, которые были разделены Северным Соломоновым желобом лишь в позднем кайнозое.

Центральная провинция отделена от Тихоокеанской разломной зоной, которая фиксируется развитием серпентинитового меланжа. В ней развиты метаморфические породы фации зеленых сланцев, ультрамафиты, габброиды и базальты. Мощность этого комплекса, который считается океаническим комплексом основания, около 6000 м [5], а возраст — меловой (абс. возраст базальта с о. Гуадалканал $92 \pm 2,0$ млн лет). Выше залегает эоцен-олигоценная вулканогенно-осадочная толща, состоящая из андезитов, базальтов и туфов (около 2000 м), прорванная диоритами и перекрытая миоцен-четвертичными рифовыми известняками и вулканогенно-осадочными породами (до 6000 м).

В Вулканической провинции развиты плиоцен-четвертичные вулканы среднего состава, относящиеся, в основном, к островодужной известково-щелочной серии (до 1000 м). Провинция характеризуется современным вулканизмом и очень высокой сейсмической активностью, очаги землетрясений расположены в пределах субвертикальной сейсмофокальной зоны [8].

С юго-запада Вулканическая провинция Соломоновых островов ограничена глубоководными желобами — Бугенвильским и Южным Соломоновым, между которыми имеется перемычка шириной около 450 м. Глубина Южного Соломонова желоба до 8352 м, профиль асимметричный, склоны ступенчатые, что обусловлено субвертикальными сбросами. На стыке с

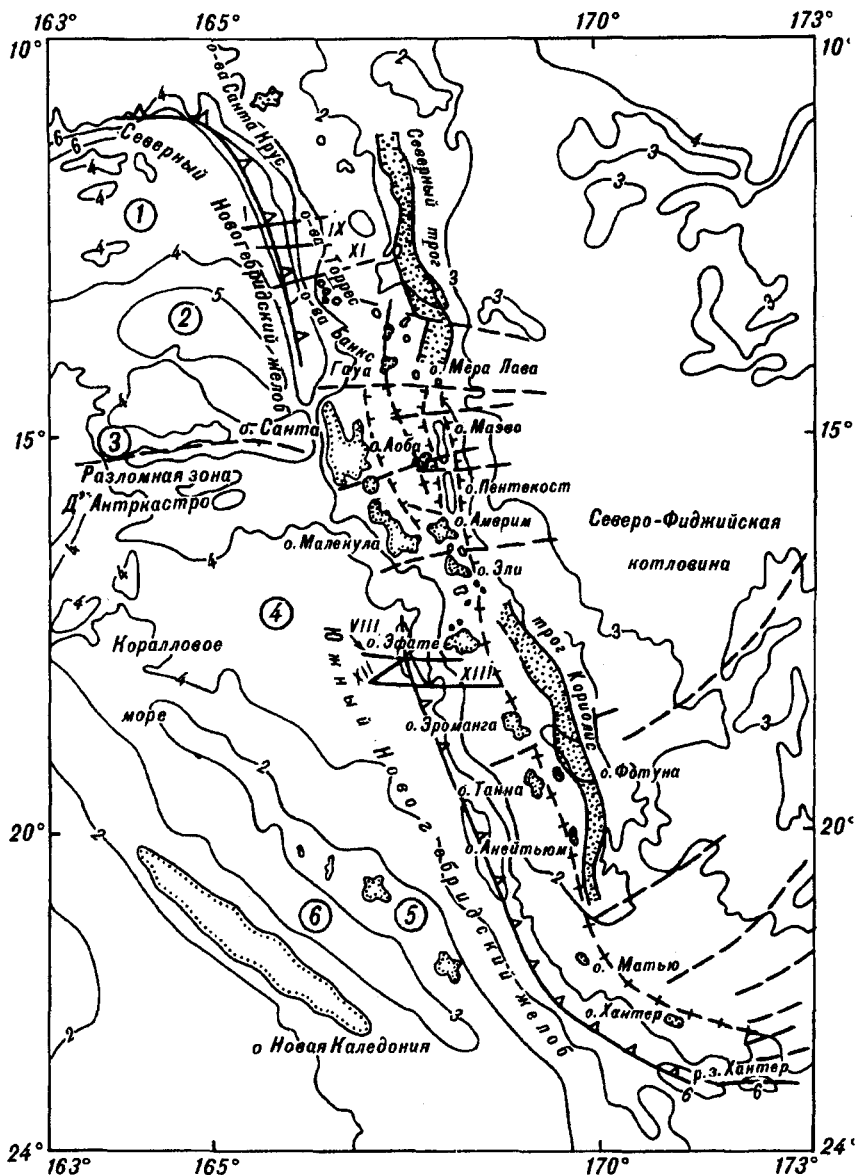


Рис. 3. Морфоструктурная схема Новогербридского звена.

1 — оси глубоководных желобов; 2 — ось современной вулканической гряды; 3 — разломы; 4 — трогги; 5 — изобаты; 6 — линии геолого-геофизических профилей. Цифры в кружках: 1 — впадина Санта-Крус; 2 — поднятие Торрес; 3 — хребет Д'Антракстро; 4 — впадина Луайоте; 5 — островная дуга Луайоте; 6 — трог Луайоте.

Северным Новогербридским желобом от него на север отходит узкий короткий желоб, отделяющий Соломоново звено от Новогербридского.

Новогербридское звено тоже имеет очень сложное строение. На севере оно ограничено желобом Витязя, на юге — Северным и Южным Новогербридскими глубоководными желобами (рис. 3).

Желоб Витязя протягивается от желоба Малаита на юго-восток на 2000 км при глубине до 6150 м. Желоб симметричен, сейсмичность проявлена слабо, островная дуга отсутствует. Со стороны Северо-Фиджийской впадины желоб ограничен хребтом с относительными превышениями 0,5—1,5 км. С севера к желобу Витязя примыкает широкий асимметричный вал, возвышающийся над дном Меланезийской впадины на 1—2 км.

К юго-востоку от желоба Витязя располагается участок протяженностью около 1200 км, где наблюдается постепенный переход от Северо-Фиджийской

впадины к Центральной котловине Тихого океана. Здесь располагаются отдельные подводные горы, две из них образуют вулканические острова Нуракита и Уоялис, от которых к востоку, по направлению к островам Токелау, отходит подводный хребет Робби.

Северо-Фиджийская впадина, которая часто называется Северо-Фиджийским плато, имеет размеры 2000×1300 км. Дно очень сильно расчлененное, средняя глубина $2500—3500$ м. Рельеф впадины образован системой различно ориентированных, коротких хребтов и желобов, разделенных равнинными и холмистыми участками. Осадочный чехол прерывистый и мало мощный. Фундамент, по-видимому, сложен неогеновыми базальтами. Следует еще раз подчеркнуть, что северная граница Северо-Фиджийской впадины на ее значительном протяжении (1200 км) морфологически не выражена и провести ее можно лишь условно.

Фиджийское поднятие ограничивает Северо-Фиджийскую впадину с юго-востока. Оно представляет собой уплощенный подводный массив, над которым возвышаются отдельные горы, образующие Фиджийские острова. Поднятие является частью кайнозойского тектонического пояса, активного и в настоящее время, что подтверждается высоким тепловым потоком, вулканической и гидротермальной активностью и высокой сейсмичностью. В пределах поднятия выделяются две зоны — северная и южная.

Южная зона сложена вулканогенно-обломочными отложениями, разбитыми разломами и прорванными большим количеством интрузий. На о. Вити-Леву фундамент представлен тоналитами, интродуцированными роом даек, на которых залегают пиллоу-базальты. Основание стратифицированной части разреза представлено эоцен-нижнемиоценовой вулканогенно-осадочной толщей (1000—1200 м), сложенной базальтами, андезитами, дацитами, спилитами, кератофирами и туфогенно-осадочными породами с прослоями известняков [1]. Толща сложно дислоцирована и прорвана дайками дацитов и штоками габброидов (33—55 млн лет) и тоналитов (33 млн лет). Выше залегают миоценовые андезиты, трахиты, базальты, дациты, туфы и туфогенно-осадочные породы (до 5000 м) и плиоцен-плейстоценовые базальты, шошониты и их туфы, чередующиеся с осадочными породами (1000—1500 м).

Северная зона сложена, в основном, неогеновыми туфогенно-осадочными породами и плиоцен-плейстоценовыми базальтами, граувакками, туфами и конгломератами. Мощность обнажений части разреза превышает 5000 м [5]. В результате новейших движений третичные отложения разбиты на блоки, часть которых поднята на высоту до 1300 м над уровнем моря.

Новогейбридская островная дуга представляет собой поднятие длиной 1550 км и шириной до 200 км, в пределах которого выделяются три участка — северный, средний и южный [3]. Наиболее сложно построен средний участок, состоящий из трех вулканических гряд и разделяющей их впадины.

Анализ геологического строения Новогейбридской островной дуги позволяет наметить следующие этапы ее развития.

В эоцене — раннем миоцене произошло заложение и развитие вулканического пояса в пределах западной гряды. В это время здесь проявился интенсивный островодужный вулканизм в условиях прогибания, в результате которого сформировалась мощная (4000—6000 м) толща базальтовых и андезитовых лавобрекчий с прослоями и линзами туфов, граувакковых песчаников, рифовых известняков и карбонатных туфов. В конце этапа — прекращение вулканизма, внедрение штоков диоритов и габброидов, образование разломов, складчатость, пропицитизация и пиритизация пород вулканогенной толщи. В центральной и восточной частях дуги отложения этого возраста не обнажены. Можно предполагать, что в эоцене — олигоцене, как и позже, в раннем — среднем миоцене, здесь существовал мелководный морской бассейн.

В среднем миоцене в пределах западной гряды продолжались блоковые движения, размыв горстов и накопление в грабенах туфогенно-осадочных отложений (2000—4000 м). В районе осевой зоны Центральной впадины

началось прогибание и заполнение ее туфогенно-осадочным материалом, сносившимся с западной гряды.

В позднем миоцене и плиоцене в пределах западной гряды вначале произошло поднятие и размыв, затем опускание и формирование в опущенных блоках толщи органогенных известняков (до 1000 м). В восточной части дуги в это время произошло заложение и развитие вулканического пояса, в котором в надводных условиях сформировалась толща островодужных вулканитов и вулканокластитов основного и среднего состава с прослоями туфогенно-осадочных пород (до 2000 м). Образование пояса было вызвано блоковыми движениями по системе разломов, возникших в начале позднего миоцена в связи с началом образования Северо-Фиджийской впадины. В конце этапа в пределах восточной гряды произошли блоковые поднятия и размыв.

В центральной котловине в начале этапа произошло усиление прогибания, затем — образование разломов, блоковое опускание и формирование мощной (до 2000 м) туфогенно-осадочной толщи. Области сноса служили западный и восточный вулканические пояса. В конце этапа образовались вулканы центральной гряды, приуроченные к глубинному разлому.

В плейстоцене и голоцене продолжались поднятие западной и восточной гряд, интенсивные блоковые опускания в пределах центральной впадины и заполнение ее туфогенными осадками. Материал поступал, в основном, из вулканов центральной гряды. Такие же условия сохраняются и в настоящее время.

Глубоководные желоба, сопряженные с островной дугой, ограничивают ее с запада и с юга. Лучше изучен Северный Новогребридский желоб, где нами был проведен большой объем драгирований.

Северный и Южный Новогребридские глубоководные желоба по строению сходны между собой и морфологически мало отличаются от других желобов запада Тихого океана. Однако геологическое строение их во многом своеобразно. Самой важной отличительной чертой Новогребридских желобов является сходство фундамента в основании обоих склонов — западного (морского) и восточного (островодужного), а также присутствие в составе этого фундамента хорошо раскристаллизованных шошонитов, типичных для циркум-океанской ассоциации (по Чейзу), но заметно отличающихся от однотипных пород Новогребридских островов повышенным содержанием титана и пониженным — ванадия. Многоэтапный характер кристаллизации пород базальт-шошонитового комплекса с образованием нескольких генераций вкрапленников при раннем выделении магнетита указывает на эволюцию исходного расплава в промежуточной камере, что возможно при наличии достаточно мощной коры континентального типа.

Общим для обоих склонов желобов является также комплекс пиллоу-базальтов и долеритов, характеризующийся значительными вариациями щелочности и содержания некоторых микроэлементов, определяемыми в целом различиями в условиях дифференциации исходных магм. Миндалекаменные текстуры, наличие лаво- и туфобрекчий, иногда с органогенным карбонатом в цементе, а также характер вторичных изменений указывают на формирование пород этого комплекса в мелководно-морских условиях.

Глубоководные желоба как морфоструктуры возникли в конце плиоцена или в плейстоцене и продолжают формироваться в настоящее время. Этот вывод основан на следующих данных.

1. Склоны желобов имеют ступенчатое строение, причем осадочная толща на всех ступенях, вплоть до днища желоба, имеет одинаковое строение, мощность и возраст (от среднего эоцена до плейстоцена), независимо от гипсометрического положения. Это же относится и к вулканогенному фундаменту, подстилающему осадочную толщу. Разломы, пересекающие фундамент и осадочную толщу, имеют характер сбросов.

2. В приосевой части желобов, на глубине до 8 км, обнаружены карбонатные осадки, вплоть до плейстоценовых, которые не могли отлагаться на таких глубинах, значительно превышающих уровень карбонатной компенсации.

3. Обломки пород, драгированных с уступов на склонах желобов вплоть до их осевых зон, имеют совершенно свежие поверхности, не покрытые даже пленкой железомарганцевых окислов. Это указывает на кратковременность их контакта с морской водой, т. е. на очень молодой возраст уступов.

4. Желоба совершенно не заполнены осадками, хотя скорость осадконакопления вблизи активной вулканической Новогейбридской дуги очень велика (в Центральной впадине среднего звена этой дуги только в плейстоцене сформировалась туфогенно-осадочная толща мощностью до 1000 м).

5. Желоба имеют очень сложный, сильно расчлененный рельеф с изолированными впадинами, увалами, каньонами и крутыми уступами, причем наибольшая расчлененность рельефа наблюдается в торцовых частях желобов.

6. Желоба сейсмически активны, что указывает на происходящие в них тектонические процессы. Однако, здесь наблюдаются только мелкофокусные приповерхностные землетрясения, свидетельствующие о начальной стадии этих процессов.

Глубоководные желоба развиваются на границе между двумя различными структурно-фациальными зонами. Их западные склоны принадлежат, в основном, Коралломорской плите, имеющей доэоценовый фундамент и сравнительно маломощный (500—700 м) недислоцированный кайнозойский осадочный чехол. Восточные склоны желобов принадлежат Новогейбридской островной дуге, в основании которой залегает толща пиллоу-базальтов. Более глубокие горизонты фундамента представлены дунитами, перидотитами, серпентинитами и габбро, встречающимися в виде ксенолитов в кайнозойских вулканитах, а также обнажающимися в тектонических блоках на о. Пентекост. Наличие андезитов и базальтов в эоценовых конгломератах, вскрытых скв. 286, пробуренной к западу от о. Малекула, а также драгированных с подводной горы между островами Санта-Крус и Банкс, свидетельствует о том, что уже в эоцене в районе западной части Новогейбридской островной дуги существовала вулканическая гряда, сложенная этими породами. Следовательно, вулканизм здесь начался скорее всего до эоцена или в самом раннем эоцене. С тех пор в пределах дуги накопилось не менее 8000 м вулканогенных и туфогенно-осадочных отложений, которые затем были дислоцированы (углы наклона слоев до 40°) и разбиты разломами. Сходное строение имеет и островная дуга Луайоте, расположенная к западу от южной части Южного Новогейбридского желоба.

Таким образом, островная дуга резко отличается от впадин морей по мощности, составу и дислоцированности кайнозойских образований, что вызвано высокой активностью протекающих здесь в кайнозое тектонических и вулканических процессов, которые имеют сходство с геосинклинальными и орогенным этапами, но не идентичны им.

Характерно, что граница между Коралломорской плитой и Новогейбридской островной дугой не везде трассируется глубоководными желобами, которые в районе среднего звена этой дуги протяженностью 350 км не развиты. Встречающиеся в литературе предположения о том, что глубоководные желоба здесь раньше существовали, но затем были деформированы тектоническими процессами в зоне разломов Д'Антраксто, не подтверждаются данными по скв. 286, пробуренной во впадине Луайоте, куда, начиная с эоцена, сносился обломочный материал с Новогейбридской островной дуги. Кроме того, это предположение опровергается приведенными выше данными о плейстоценовом возрасте глубоководных желобов.

Нет глубоководных желобов и к востоку от Новогейбридской островной дуги, со стороны Северо-Фиджийской впадины, но здесь имеется система продольных горстов и грабенов, которая, возможно, в будущем трансформируется в глубоководные желоба.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что Новогейбридские глубоководные желоба являются очень молодыми морфотектоническими структурами, сформировавшимися в плейстоцене в результате блоковых опусканий земной коры на границе между Коралломорской плитой и Новогейбридской островной дугой. Таким образом, эти желоба следует рассмат-

ривать как рифтогенные структуры, образовавшиеся в условиях растяжения земной коры.

Приведенный краткий обзор геологического строения Австрало-Меланезийского сектора показывает, что его северная граница, которая считается границей Тихоокеанской плиты [14], не является ни «субдукционной», ни «коллизией». Рассматриваемый участок зоны перехода настолько своеобразен, что заслуживает выделения его в самостоятельный тип, который предлагается назвать Меланезийским.

Наиболее наглядно в этом отношении Новозеландское звено, где возвышенность Чатем и плато Кемпбелл, сложенные, в основном, палеозойскими образованиями континентального типа, расположены в пределах океана и отделены от глубоководной котловины извилистой в плане подошвой континентального склона.

Очень примечательно, что кайнозойские морфоструктуры Кермадекской системы дуга — желоб продолжают на Северном острове Новой Зеландии и к востоку от него (трог Хикуранги), что еще раз подчеркивает их наложенный характер.

Расположенное южнее звено Маккуори рассматривается как граница между Тихим и Индийским океаном [9]. В этом случае напрашивается очень важный вывод о том, что котловина Тасманова моря, отделенная хребтом Маккуори от Южной котловины Тихого океана, относится не к Тихому, а к Индийскому океану. Естественно, возникает вопрос: к какому океану отнести развитие к северу и востоку от Тасманийской котловины морфоструктуры? Логично считать их, так же как и котловину Тасманова моря, индо-австралийскими структурами, принимая за границу Индо-Австралийского мегаблока (плиты) систему сейсмически активных глубоководных желобов и вулканических островных дуг, развитых в северной части сектора. Такая точка зрения, впервые высказанная Ле Пишоном [13], впоследствии получила широкую поддержку, особенно среди сторонников концепции плитотектоники [14].

Анализ геологического строения Австрало-Меланезийского сектора показывает, что все развитые в его пределах морфоструктуры образовались на древней континентальной коре, реликты которой имеются на всех крупных островах и поднятиях. Во впадинах эта кора в той или иной мере переработана и приближается по своим геофизическим характеристикам к океанической.

Уменьшение мощности «геофизической» коры (до границы М) во впадинах и увеличение под поднятиями, а также изменение ее плотностных и скоростных свойств (выклинивание «гранитного» слоя под впадинами и т. п.) — общеизвестная закономерность, выявленная во всех регионах земного шара, но, к сожалению, не несущая без глубинного бурения однозначной историко-геологической информации. Это в полной мере относится и к рассматриваемому региону, в котором выполнен очень большой объем геофизических исследований. Не останавливаясь на их анализе, скажем только, что они не противоречат сделанным нами выводам.

Геологическая история региона включает два основных этапа. Первый этап, от докембрия до мела включительно, характеризовался разрастанием Австралийской докембрийской платформы в результате последовательного приращения к ней палеозойских и мезозойских складчатых структур [2, 6, 10]. В конце мезозоя закончилось образование крупного Палеоавстралийского континента, представлявшего собой эпимезозойскую платформу, и только вдоль его границ, примерно совпадающих с современной границей между Индо-Австралийским и Тихоокеанским мегаблоками, продолжал существовать узкий геосинклинальный пояс, состоявший из системы кулисообразно расположенных трогов и горстов.

В начале палеогена начался этап активизации и затем океанизации, охвативший большую часть региона. В пограничной зоне этот процесс наложился на геосинклинальный. Начало его ознаменовалось образованием крупных протяженных разломов по границам платформы, а также внутри нее. В результате блоковых опусканий по этим разломам в эоцене — олигоцене образовались наложенные впадины морей Тасманова, Кораллового

и Южно-Фиджийского, а также Новокаледонский трог. Опускания носили дифференцированный характер и прерывались кратковременными поднятиями. Наиболее крупное региональное поднятие имело место между эоценом и олигоценом, что совпадает с временем складчатости на Новой Гвинее, в Австралии и в Новой Зеландии. К этому периоду относится и формирование острозных дуг.

Таким образом, специфика Австрало-Меланезийского сектора определяется тем, что здесь происходит сочленение Индо-Австралийского и Тихоокеанского мегаблоков. Первый имеет активную северную границу и пассивную восточную, второй — наоборот: пассивную южную и активную западную. Это можно объяснить субширотным направлением (с востока на запад) вектора тектонических напряжений в Тихоокеанском мегаблоке и субмеридиональным (с юга на север) — в Индо-Австралийском, что отражает глобальные геодинамические закономерности Тихоокеанского сегмента Земли. Отмеченная закономерность принимается за доказательство движения литосферных плит. Однако характер границы между Тихоокеанским и Индо-Австралийским мегаблоками (плитами) не подтверждает существенных перемещений этих мегаблоков относительно друг друга. Особенно наглядно это проявлено в Новозеландском звене, в восточной части Новогвинеидского и в западной — Новогвинейского, где граница между рассматриваемыми мегаблоками практически отсутствует.

Второй специфической особенностью Австрало-Меланезийского сектора является наложение кайнозойских структур этапа активизации на разновозрастные складчатые структуры, которые на большей части региона (за исключением окраины Австралии) не были окончательно консолидированы и имели кору меланократового, а не сиалического типа. Этим, видимо, объясняются различия между морями Восточно-Азиатского и Австрало-Меланезийского секторов, что было отмечено Е. М. Рудичем [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1989.
2. Богданов Н. А. Строение палеозоид запада Тихоокеанского кольца // Геотектоника. — 1966. — № 2. — С. 43—64.
3. Геолого-геофизические исследования в Новогвинеидском регионе/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1991.
4. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана/Отв. редактор И. Н. Говоров. — М.: Наука, 1961.
5. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. — М.: Мир, 1977.
6. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Наука, 1972.
7. Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. — М.: Недра, 1989.
8. Сузюмов А. Е. Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. — М.: Наука, 1977.
9. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. — М.: Недра, 1987.
10. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. — М.: Недра, 1971.
11. Dickinson W. R. Tectonic development of Fiji // Tectonophysics. — 1967. — N 4. — P. 543—553.
12. Krause D. C., White W. G., Piter D. J. W., Heezen B. C. Turbidity currents and coble breaks in the Western New Britain Trench // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1970. — N 81. — P. 2153—2160.
13. Le Pichon X. Sea floor spreading and continental drift // J. Geophys. Res. — 1968. — V. 73, N 12.
14. Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region/Amer. Assoc. of Petrol. Geol. — Oklachaoma, 1982.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 января 1993 г.

Ю. Б. Евланов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАЙОТОВ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА МИХЕЛЬСОНА (Тихий океан)

Экспедиционными исследованиями подводного хребта Михельсона, входящего в состав подводной возвышенности Маркус-Уэйк, во время 13-го рейса НИС «Академик Александр Несмеянов» изучено геологическое строение гайотов Поллукс и Кастор. Основание гайотов сложено базальтами допозднемелового возраста. Осадочный чехол состоит из отложений верхнего мела, верхнего миоцена и плиоцена. Верхнемеловые карбонатные породы локально фосфатизированы. Установлены различия в истории геологического развития гайотов.

Хребет Михельсона входит в состав подводной горной системы Маркус-Уэйк, которая состоит из групп (массивов) подводных гор, имеющих общий доколь. Подножие массивов относительно четко оконтуривается изобатой 5250 м; на одном основании возвышается до трех — четырех гор, большая часть из которых является гайотами.

Среди большого количества гайотов подробно изучены лишь единичные морфоструктуры такого типа. В пределах поднятия Маркус-Уэйк были выделены три группы гайотов, различающиеся по глубине вершин относительно уровня океана. Отмечено, что с глубиной уменьшается диаметр вершинных поверхностей [8]. Наиболее изучен гайот Ламонт. Подробная его морфоструктурная характеристика изложена в работе Г. Л. Кирилловой с соавторами [3]. Основной рельефообразующий фактор, по мнению авторов [3], определяется вулканическими и тектоническими процессами, а образование платообразных вершин связывается с длительной абразией после прекращения вулканической деятельности.

Геологическое строение гайотов поднятия Маркус-Уэйк во многом сходно. Под маломощным осадочным чехлом развиты вулканические комплексы, характеризующие многоэтапность магматических процессов. Породы представлены оливиновыми щелочными базальтами, трахибазальтами и трахиандезитами с различным радиологическим (по К — Аг) возрастом: для оливиновых базальтов — 42 млн лет, для трахибазальтов — 69 млн лет и для авгитовых базальтов — 33 млн лет [7]. Близкие значения абсолютного возраста были получены и при других исследованиях: щелочные оливиновые базальты датируются в 42—45 млн лет, оливиновый долерит — 50—57 млн лет. Более древний возраст определен для оливинового тералита — 87 млн лет [9, 11, 12].

Различный состав пород и радиологические значения возраста предполагают существование двух разновозрастных вулканических комплексов: эоцен-плиоценового и позднемелового. Более глубинные части вулканогенного разреза поднятия Маркус-Уэйк, по-видимому, могут иметь и более древнее происхождение. Скважиной № 802 к юго-западу от гайота Ита Май Таи перебулены в основании пиллоу-лавы базальтов, залегающих ниже сеноман-позднеаптской вулканокластической толщи [10]. Рассмотрение более обширной площади в целом подводных систем Маркус-Уэйк и Маркус-Неккер, составляющих Срединно-Тихоокеанское поднятие, предполагает существование под ними океанической коры позднеюрско-раннемелового возраста [13].

В 10-м рейсе НИС «Каллисто» (1979 г.) и в 8-м рейсе НИС «Академик Александр Виноградов» (1986 г.) вулканические породы детально изучены на гайоте Ламонт [4, 5]. Вулканогенный комплекс здесь представлен щелочными оливиновыми базальтами, анкарамидами, трахибазальтами, установлена их принадлежность к различным сериям. Анкарамиды, трахибазальты и долериты образуют экструзивные тела в привершинной части гайота. Эти данные позволяют провести сравнительный анализ сходных по

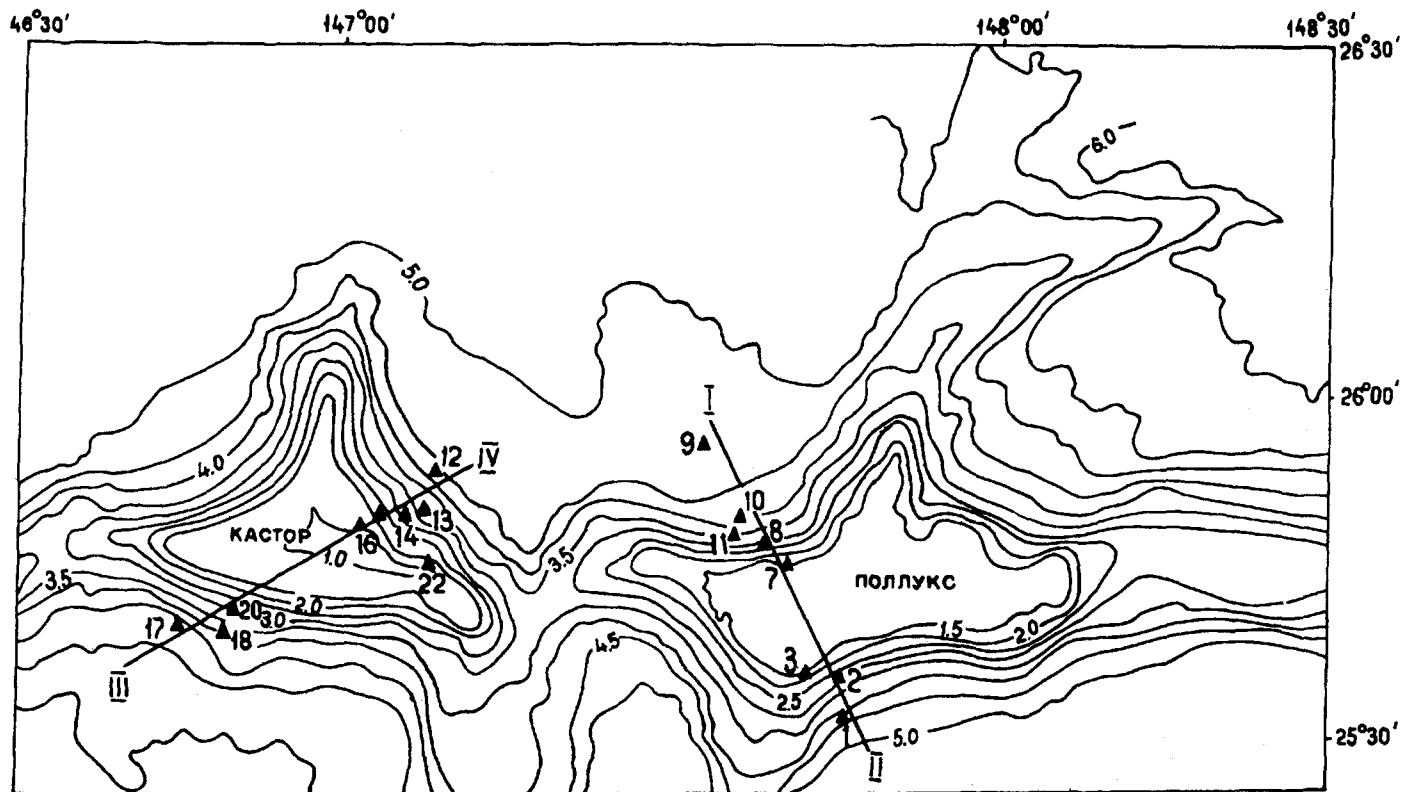


Рис. 1. Расположение станций драгирования на гайотах Поллукс и Кастор.

составу вулканических комплексов, изученных нами на двух гайотах подводного хребта Михельсона, чему посвящено дальнейшее изложение материала.

В 13-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» в 1988 г. изучались гайоты Поллукс и Кастор, расположенные в восточной части хребта Михельсона. В плане гайоты имеют близкую к треугольной форму с гребнями, направленными на север, запад и восток. Высота гайотов от подножия абиссальной равнины составляет 4000—4500 м. Вершина гайота Поллукс расположена на глубине 1400 м, а гайота Кастор — 1000 м от поверхности океана (рис. 1). Террасовидные ступени у этих морфоструктур редки и располагаются в средних или нижних частях склонов и имеют наклоны в 6—8° в сторону океана. Поверхность гайота Поллукс ровная, а гайота Кастор — слабовсхолмленная. В строении гайотов участвуют вулканогенный фундамент и осадочный чехол.

Вулканогенный фундамент. Основание гайотов сложено базальтами, а их верхняя часть — осадочными толщами. Вулканические породы выходят на поверхность морского дна на подводных склонах от их подножия (около 5000 м) до глубин 2700—2900 м на гайоте Поллукс и 1500—2000 м на гайоте Кастор (рис. 2). Размер обломков базальтов, поднятых драгами, варьирует в широких пределах: от глыб диаметром 15—25 см до мелкого щебня диаметром 3—5 см. Наиболее представительный по объему (от 30 до 200 кг) каменный материал получен на гайоте Кастор (станции Н13-12, Н13-13, Н13-22). На ст. Н13-12 форма обломков характерна для фрагментов пиллоу-лав с шаровой отдельностью.

На склонах обоих гайотов базальтоиды сходны по составу. Среди них преобладают афировые и миндалекаменные оливиновые разности, значительно реже установлены оливин-пироксеновые базальты, пикриты и трахибазальты.

Для макроафировых оливиновых базальтов характерны массивные текстуры с микропорфировой структурой, основная масса интерсертальная, пойкилитовая, долеритовая или трахитоидная. В порфириновых разностях вкрапленники представлены плагиоклазами и оливином, нередко их гломеропорфиновые сростки. Оливин в большей части замещен вторичными минералами: смектитом, серпентином, редко идингситом. По мезостазису развиты дополнительно хлорит, гидроокислы железа, иногда кальцит. Миндалекаменные оливиновые базальты отличаются от плотных структурами основной массы, среди которых преобладают микролитовая, интерсертальная, гиалиновая и иногда вариолитовая. Мелкие поры выполнены смектитом, цеолитами, хлоритом или кальцитом.

Оливин-пироксеновые базальты обнаружены в единичных обломках на подводном склоне гайота Кастор (ст. Н13-14). В них преобладают порфирировая и долеритовая структуры. Вкрапленники представлены клинопироксеном, который образует также гломеропорфириновые сростания с оливином. Основная масса состоит из разноразмерных лейст плагиоклаза.

Пикриты и пикробазальты оливин-плагиоклазовые (гайот Кастор) отличаются массивной текстурой и пойкилоофировой, реже интерсертальной или долеритовой структурами основной массы. В порфириновых породах вкрапленниками является оливин, в пойкилоофитовых пикритах плагиоклаз образует сростки с клинопироксеном.

Трахибазальты обнаружены на гайоте Кастор (ст. Н13-13). Они имеют трахитоидную структуру основной массы. Плагиоклаз образует многочисленные лейсты, подчиненное значение имеют оливин и рудный минерал. По мезостазису развит смектит.

Базальтовые брекчии на обоих гайотах развиты только в зоне вершинных поверхностей (ст. Н13-7, Н13-22). По-видимому, они относятся к фациям вулканических конусов вблизи центров излияний магмы. На гайоте Кастор (ст. Н13-22) эхолотным промером установлены вулканические выступы среди выровненной поверхности, сложенной известняками (см. рис. 2). Конусы были снивелированы при последующих процессах формирования гайотов. Обломочная часть брекчий представлена фрагментами пиллоу-лав различной

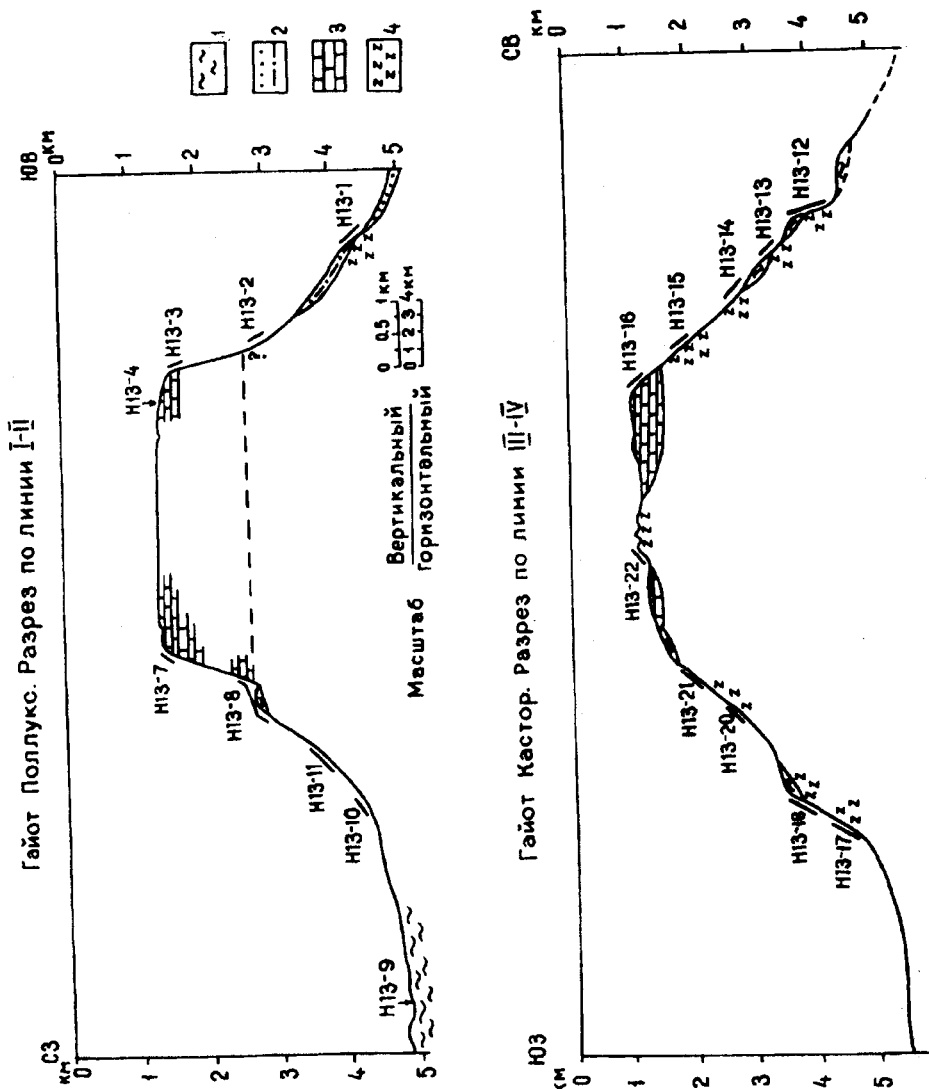


Рис. 2. Геологические разрезы через гайоты Поллукс и Кастор.

1 — глинистые осадки; 2 — слаблитифицированные песчаники и алевролиты; 3 — органогенные известняки; 4 — базальты. Номера станций драгирования соответствуют обозначениям на рис. 1.

степени кристаллизации или измененными пористыми базальтами с порфировой структурой. Цементирующей массой является гиалокластит.

Видимая мощность вулканогенного комплекса гайотов выше поверхности абиссальной равнины различна. На гайоте Поллукс она, по-видимому, составляет 1500—1700 м. На гайоте Кастор вулканический фундамент более четко фиксируется до самой его вершины, и в этом случае видимая мощность от того же уровня подножья может достигать 3100 м.

Геологический возраст вулканогенной толщи определяется приблизительно как допозднемеловой, так как выше залегают известняки с фораминиферами маастрихта (ст. N13-16).

Осадочный чехол. В строении осадочного чехла гайотов по результатам драгирования и отбора проб рыхлых осадков прямоточными трубками установлены отложения верхнего мела, верхнего миоцена, плиоцена.

Верхнемеловые образования представлены преимущественно органогенными коралловыми известняками светло-розового и светло-серого цвета, частично фосфатизированными. На гайоте Кастор установлены также известняковые брекчии (ст. N13-16). Известняки слагают верхнюю часть подводных склонов в интервалах глубин 1400—2900 м (Поллукс) и 1100—2500 м

(Кастор). Они появляются на поверхности дна и на привершинных участках. Их приближенная мощность составляет 1400—1500 м. Позднемеловой возраст карбонатных пород установлен по остаткам фораминифер. На ст. Н13-16 они представлены, по определению С. П. Плетнева, видом *Globotruncana maurogoensis* Bolli, характерным для маастрихтского яруса.

Верхний миоцен — нижний плиоцен. На гайоте Поллукс в пределах узких подводных террас (ст. Н13-8) отложения представлены известковистыми глинами с остатками фораминифер и известковистого планктона. Мощность осадочной толщи незначительна. Фораминиферы (определения С. П. Плетнева) представлены видами: *Globigerina nepenthes* Todd, *Globigerinoides obliquus* Bolli, *Globorotalia conoidea* Walters. Комплекс наннопланктона обеднен и содержит, по определению М. Г. Бирюлиной, всего четыре формы: *Discoaster brouweri* Tan., *D. challengeri* Bramlette and Riedel, *Discoaster* sp., *Ceratolithus* sp.

Плиоцен установлен в основании северо-западного склона гайота Поллукс (ст. Н13-10). Осадки представлены однородными темно-коричневыми пелитами с примесью вулканического стекла и единичными раковинами фораминифер вида *Globorotalia miozea conoidea* Walters. Верхнеплиоценовые осадки, поднятые дночерпателем (ст. Н13-4), представлены мелко- и среднезернистым псаммитом, состоящим из обломков известняка, мелких железомарганцевых конкреций и раковин фораминифер, среди которых определены: *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), *Gl. tosaensis* Takanagy et Saito, *Gl. humerosa* T. and S.

Плейстоцен. В целом на склонах и вершинах гайотов рыхлые отложения представлены алевропелитовыми, алевритовыми и псаммитовыми разностями. В кластической части пород содержатся обломочки органогенных известняков, железомарганцевых корок, фосфоритов, а также мелкие конкреции. Плейстоценовые отложения на вершине гайота Поллукс (ст. Н13-6) представлены серыми пластичными однородными алевритами с примесью псаммита. Среди органических остатков в них доминируют раковины планктонных фораминифер и в незначительном количестве фрагменты кремнистого планктона.

Фораминиферы в осадках, по определению С. П. Плетнева, представлены южным субтропическим комплексом, среди которого определены: *Globorotalia truncatulinoidea* d'Orb., *Globigerina calida*. Здесь же присутствует плейстоценовый наннопланктон, представленный, по определению М. Г. Бирюлиной, следующими видами: *Helicopontosphaera kamptneri* (Wallich), *Ceratolithus cristatus* Kamptner, *Rhabdosphaera clavigera* Murray et Blackman, *Umbilicosphaera micabilis* Lochmann и др.

Осадочные породы, перекрывающие вулканогенный фундамент, в привершинной части гайота Поллукс имеют общую мощность около 1200—1300 м, а на гайоте Кастор — 300—500 м. На склонах гайотов в пределах углублений в рельефе и террасовидных уступов мощность терригенных отложений, по-видимому, составляет менее 100 м. Ранее было установлено, что общая мощность осадочного чехла на гайотах поднятия Маркус-Уэйк изменяется от 600 до 1000 м [8].

Заключение. Результаты проведенных исследований позволяют сделать некоторые выводы о геологическом строении гайотов Поллукс и Кастор. По морфоструктурным признакам, а также по взаимоотношениям вулканогенного фундамента и осадочного чехла эти гайоты имеют определенные различия.

Более выраженными чертами, свойственными гайотам, обладает гайот Поллукс. Вершина его относительно плоская. При драгировании склонов установлено широкое распространение известняков позднего мела, слагающих верхнюю часть структуры. На северо-западном склоне фосфатизированные рифогенные известняки перекрываются глинистыми осадками плиоцена. Толщу известняков подстилают оливин-пироксеновые базальты, образующие большую часть гайота. Отмечены значительные вторичные изменения базальтов. Вершинная часть структуры сложена фосфатизированными известняками.

Гайот Кастор заметно отличается от Поллукса размерами и формой. Это морфоструктура со слабо выраженными чертами гайотов, ее вершинная поверхность осложнена небольшими конусами, придающими поперечным эхолотным профилям пилообразный характер. По данным драгирования, конусы сложены базальтами и базальтовыми брекчиями, определяющими, по-видимому, центры вулканической деятельности. Выровненные участки поверхности гайота сложены рифогенными известняками позднего мела. В пределах обоих склонов более часто, чем на гайоте Поллукс, развиты базальты и лавобрекчии. Это свидетельствует о многочисленных выходах вулканических пород и их преобладающей роли в строении гайота. Карбонатные отложения небольшой мощности в верхней части склонов развиты спорадически, что может объясняться подавлением рифостроящих организмов активной вулканической деятельностью, интенсивность которой была достаточно высока вплоть до времени опускания подводной горы, связанного, вероятно, с региональными блоковыми движениями различной амплитуды. Блоковое строение, по-видимому, характерно в целом для подводных гор поднятия Маркус-Уэйк и связано с неоднократным возобновлением тектонической активности региона [1, 3]. Наличие глубокодифференцированных серий щелочных базальтоидов, а также значительный разрыв в возрасте цоколя и более поздних вулканических конусов на поверхности гайотов свидетельствуют о многоэтапности магматической деятельности на поднятии Маркус-Уэйк [6]. В нашем случае это подтверждается морфологией и геологическим строением гайота Кастор.

В предшествующих исследованиях большое внимание было уделено морфоструктурам гайотов и описанию вулканогенного фундамента, но состав и стратиграфия осадочного чехла были изучены недостаточно. Полученные нами результаты в определенной степени восполняют этот пробел. Сравнительный анализ имеющихся данных позволяет сделать вывод о нахождении гайотов на разных стадиях геологического развития.

В пределах подводного хребта Михельсона, как и на других возвышенностях поднятия Маркус-Уэйк, установлено проявление фосфатной минерализации в карбонатных осадках, а также широкое распространение железомарганцевых конкреций и корок [2]. Поэтому изложенный в этой работе новый фактический материал способствует пониманию истории геологического развития и установлению критериев поисков полезных ископаемых на сходных морфоструктурах Срединно-Тихоокеанского поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симаненко В. П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 6. — С. 97—101.
2. Васильева А. И., Грамм-Осипов Л. М., Григорьева Т. Н. Железомарганцевые образования гайота Ламонт. Западная часть Тихого океана // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 729. — Новосибирск, 1990. — С. 1—140.
3. Кириллова Г. Л., Марков Ю. Д., Уткин И. В. Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 6. — С. 30—40.
4. Коновалов Ю. И., Мартынов Ю. А., Гусев В. В., Шарапов В. Н. Новые данные по геологии гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан) // Докл. АН СССР. — 1988. — Т. 300, № 1. — С. 172—175.
5. Коновалов Ю. И., Мартынов Ю. А. Вулканический комплекс гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. — 1992. — № 5. — С. 40—47.
6. Матвеевков В. В., Марова Н. А. Вопросы формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1975. — № 5. — С. 126—129.
7. Матвеевков В. В., Марова Н. А., Рудник Г. Б. Особенности развития вулканизма системы гор Маркус-Уэйк и Срединно-Тихоокеанских гор // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: Тез. докл. — М., 1980. — С. 54—56.
8. Туезов И. К., Ильев А. Ф., Остапенко В. Ф. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк // Сов. геология. — 1978. — № 3. — С. 85—93.
9. Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano R. et al. 32 Western Pacific Guyots // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Leg. 20. — Washington: US Govern. Print. Office, 1973. — P. 653—702.
10. Lancelot Y., Larson R. L. et al. Site 802 // Proceeding of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. V. 129. — Texas University, 1990.
11. Ozima M., Saito K., Honda M., Amasaki S. Sea Water Weathering effect on K — Ar age of submarine basalts // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 1977. — V. 41. — P. 453—461.

12. Ozima M., Kaneoka J., Saito K. et al. Summary of geochronological studies of submarine rocks from the Western Pacific Ocean // *Geodyn. West. Pacific Inden region.*— Washington D. C., 1983.— P. 137—142.
13. Winterer E. L., Metzler C. V. Origin and subsidence of Guyots in Mid-Pacific Mountains // *J. Geophys. Res.*— 1984.— V. 89, N B12.— P. 9969—9979.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
15 февраля 1993 г.

УДК 551.8.07:551.73+551.24(571.6)

Л. И. Попеко, Б. А. Натальин, Г. В. Беляева,
Г. В. Котляр, Г. Р. Шишкина

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПАЛЕОЗОЯ И ГЕОДИНАМИКА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Территория юга Дальнего Востока России представляет собой коллаж террейнов, отличающихся друг от друга особенностями стратиграфических разрезов, магматизма, метаморфизма и структурной эволюции. Террейны аккретированы в ранней — средней юре к Сибирскому кратону, а затем в позднем мелу — к Тихоокеанской окраине Азии. На этой территории наблюдается более или менее резкая палеобиогеографическая дифференциация фаун и флор, начиная с раннего кембрия. Границы зон, охарактеризованных биотами, свойственными разным палеобиогеографическим единицам (областям, провинциям), резкие, переходные области отсутствуют, а имеющиеся геологические данные не позволяют наметить барьеры, разделявшие на каждом этапе геологической истории ареалы различных по систематическому составу фаун и флор. Взаиморасположение этих ареалов, а именно нахождение тропической фауны в более северных районах, чем холодостойкой бореальной и ангарской флоры, произрастающей на территориях, подверженных сезонным колебаниям климата, оказывается противоположным тому, которое соответствовало бы первичной широтной климатической зональности. Сопоставление палеобиогеографических границ с границами террейнов показало их совпадение. Все это позволяет считать, что распределение палеозойских флористических и фаунистических комплексов разной палеобиогеографической принадлежности в современной структуре Дальнего Востока России во многом контролируется крупными горизонтальными перемещениями.

Введение. В пределах территории юга Дальнего Востока России выделен ряд террейнов, отличающихся друг от друга особенностями стратиграфических разрезов, магматизма, метаморфизма и дислокации.

Анализ палеозойских фаун и флор, распространенных на этой территории, свидетельствует о существенной палеобиогеографической дифференциации их, выраженной более или менее резко на разных стратиграфических уровнях. В статье проведено сопоставление границ зон, охарактеризованных биотами, свойственными разным палеобиогеографическим единицам (провинциям, областям), с границами террейнов и установлено их совпадение. Мы пытались увязать современное положение этих зон с процессами, определяющими мезозойскую тектонику региона.

Неравномерная охарактеризованность органическими остатками палеозойских толщ, а также различная их изученность не позволяют с одинаковой детальностью остановиться на рассмотрении палеобиогеографических особенностей территории на всех этапах геологической истории, поэтому рассмотрены лишь наиболее представительные и хорошо изученные группы фауны тех отрезков времени, отложения, соответствующие которым, наиболее широко распространены на территории юга Дальнего Востока.

Краткие сведения о тектонической структуре региона. Сравнительный анализ стратиграфических последовательностей, магматических и метаморфических событий, структурной эволюции показывает, что юг Дальнего Востока России представляет собой коллаж террейнов, аккретированных в ранней — средней юре к Сибирскому кратону, а затем — к Тихоокеанской окраине Азии [10, 11]. Тектоническая природа террейнов диагностируется по комплексам горных пород, которые могут быть использованы как индикаторы геодинамических режимов. Это известково-щелочные и родственные им

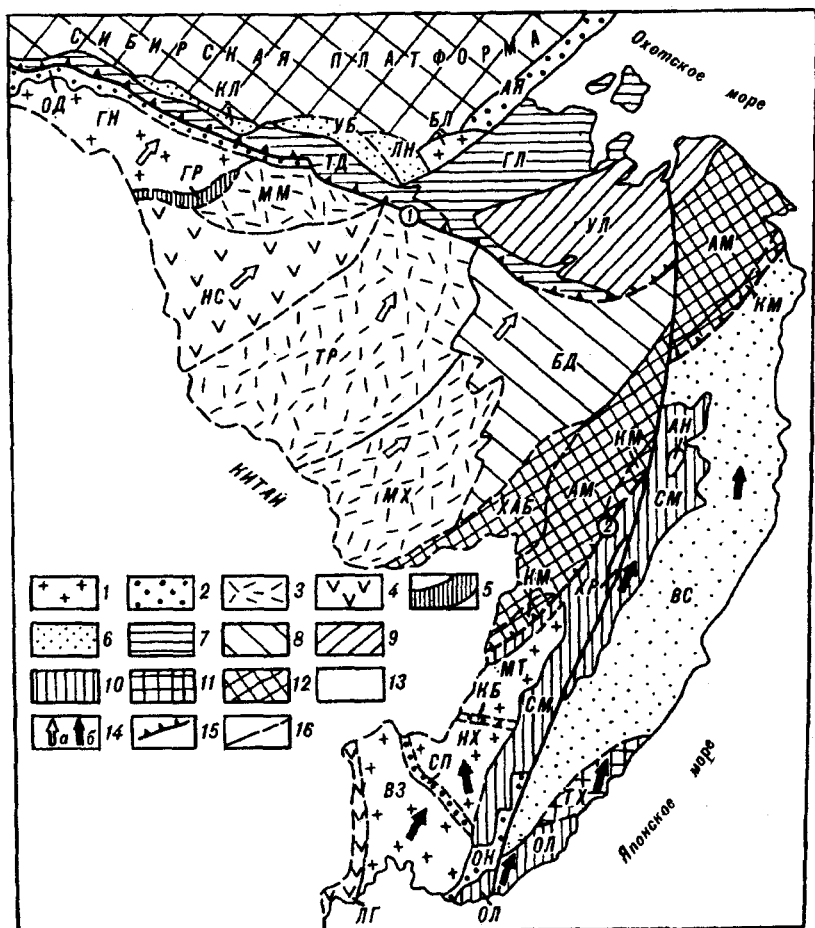


Рис. 1. Тектонические типы террейнов юга Дальнего Востока России. Составлено Б. А. Натальным.

1 — кратонные; 2 — шельфовые; 3 — окраинно-континентальные магматические дуги; 4 — островодужные; 5 — офиолитовые; 6 — турбидитовые; 7–12 — аккреционные клинья различного возраста: 7 — палеозойские и мезозойские, 8 — триасово-юрские аккреционные складчатые системы, 9 — триасово-юрские, обладающие чешуйчато-надвиговой структурой, 10 — юрские, 11 — раннемеловые, 12 — позднерюско-раннемеловые; 13 — метаморфические неясного происхождения (микроконтиненты); 14 — направления сдвиговых перемещений: а — центрально-азиатские террейны, б — восточно-азиатские террейны; 15 — сuture (цифры в кружках: 1 — Монголо-Охотская, 2 — Амурская); 16 — границы террейнов. Террейны (здесь и на рис. 2, 3): ОД — Ольдойский, ГН — Гонжинский, КЛ — Курнальский, ГР — Гарьский, ММ — Мамынский, УБ — Унья-Бомский, ТЛ — Турунгра-Джагинский, ЛН — Ланский, БЛ — Баладеский, АЯ — Аянский, ГЛ — Галамский, УЛ — Ульбанский, НС — Норско-Суходутский, ТР — Туранский, МХ — Малокинганский, БД — Баджалский, ХАБ — Хабаровский, АМ — Амурский, КМ — Киселево-Маноинский, АН — Аноийский, ХР — Хорский, СМ — Самаркинский, ВС — Восточно-Сихотэ-Алиньский, МТ — Матвеевский, КБ — Кабаргинский, НХ — Нахимовский, СП — Спасский, ВЗ — Вознесенский, ОК — Окраинский, ОЛ — Ольгинский, ТХ — Тауинский, ЛГ — Лаолин-Гродковский.

вулканиты и интрузивные образования, которые можно рассматривать в качестве реликтов магматических дуг конвергентных субдукционных границ, терригенные комплексы преддуговых прогибов, окраинных морей и пассивных континентальных окраин, аккреционные комплексы ископаемых субдукционных границ и т. д. (рис. 1).

Ранне-среднерюская Монголо-Охотская и позднемеловая Амурская сuture являются каркасными линиями, разделяющими террейны различного возраста, тектонической природы и первичной тектонической позиции. Структурный стиль сuture определяют широкомасштабные левосторонние сдвиговые смещения. Субдукционные этапы развития мезозойских активных континентальных окраин юга Дальнего Востока определялись меридиональным движением океанических плит в Тихом океане, ориентированных под косым углом к восточной окраине Азии. Они обусловили сдвиговую тектонику Амурской сuture. Монголо-Охотская сutura образовалась по иному сценарию. Блоки Буреинского массива входили в состав ранне- и позднепалеозойских аккреционных складчатых систем, располагавшихся между Си-

Распространение атдабанских археоциат

Тип	Виды	Местонахождения						Алтае-Саянская складчатая система
		Сибирская платформа	Террейны юга Дальнего Востока					
			Баладский	Галамский	Мамынский	Туранский	Спасский	
Сибирский	<i>Propriolynthus vologdini</i>	o	o					
	<i>Fransuaeacyathus elegans</i>	o	o	o				
	<i>Lenocyathus lenaicus</i>	o	o					
	<i>Coscinocyathus vsevolodi</i>	o	o	o				
	<i>Heckericyathus heckeri</i>	o		o				
	<i>Geocyathus proprius</i>	o		o				
	<i>Kotuyicyathus kotuyikensis</i>	o		o				
	<i>Batchatocyathus tunicatus</i>	o		o				
Алтае-саянский	<i>Archaeolynthus macrospinosus</i>				•			•
	<i>Kalitatocyathus kashinae</i>				•			•
	<i>Capsulocyathus subcallosus</i>				•	•		•
	<i>Aldanocyathus speranskii</i>						•	•
	<i>Robustocyathus tenuimurus</i>						•	•
	<i>R. robustus</i>				•		•	•
	<i>R. parapseudotichus</i>					•		•
	<i>Orbicyathus contortus</i>					•		•
	<i>Gordonicyathus loculatus</i>				•			•
	<i>Terraecyathus lathensis</i>					•		•
	<i>Torosocyathus provisus</i>				•			•
	<i>Pteriosocyathus subtilis</i>					•		•
<i>Dictyocyathus yavorskii</i>				•	•	•	•	

бирской и Сино-Корейской платформами. Триасово-среднеюрское сближение платформ, предполагаемое на основании палеомагнитных данных, привело к выжиманию блоков к востоку и их косому движению вдоль южной окраины Сибирской платформы [10, 11].

Основные черты раннекембрийской палеобиогеографии. Палеобиогеографическая дифференциация отчетливо фиксируется уже в раннем кембрии, в частности, по археоциатам [1]. При этом, если приблизительно до середины атдабанского века комплексы археоциат повсеместно сходны, то начиная со второй половины атдабана зафиксированы отличающиеся комплексы археоциат, позволяющие проводить биогеографическое районирование. В пределах рассматриваемой территории для позднеатдабанского времени выделяются две полосы распространения комплексов археоциат, в каждой из которых археоциаты близки по систематическому составу. В то же время отмечаются значительные различия между комплексами археоциат обеих полос. К северной полосе приурочены комплексы из терригенно-карбонатных шельфовых отложений, характерных для Баладекского террейна, и из органогенных известняков, присутствующих в меланже Галамского аккреционного террейна. Эти археоциаты относятся к Сибирской палеобиогеографической провинции. Так, руководящие формы этого возрастного уровня *Kotuyicyathus kotuyikensis*, *Heckericyathus heckeri*, а также такие формы, как *Lenocyathus lenaicus*, *Batchatocyathus tunicatus*, представители рода *Geocyathus* и др. известны только в пределах Сибирской провинции (табл. 1, рис. 2, А).

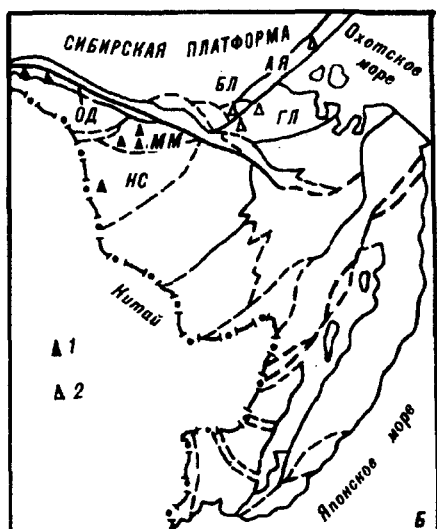
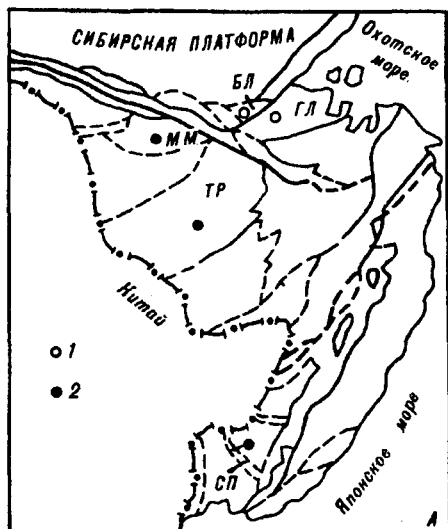


Рис. 2. Распространение кембрийских, силурийских, девонских и каменноугольных фауны и флоры на юге Дальнего Востока.

А — местонахождения позднекембрийских археоциат: 1 — сибирского, 2 — алтае-саянского типа. Б — местонахождения силурийских брахиопод: 1 — монголо-тувинского, 2 — охотского типа. В — местонахождения ранне- и среднедевонских брахиопод: 1 — монголо-охотского типа, 2 — верхоянского типа. Г — местонахождения каменноугольной фауны и флоры: 1 — тетических фузулинид, 2 — бореальных брахиопод, 3 — ангарской флоры.

К южной полосе приурочены комплексы археоциат, присутствующие в терригенно-карбонатных отложениях Мамынского и Туранского террейнов, обычно рассматриваемых в составе Буреинского массива, а также в органогенных известняках Спасского террейна, традиционно относимого к Ханкайскому массиву. Эти комплексы характерны для Алтае-Саянской провинции. Такие виды, как *Archaeolynthus macrospinosus*, *Kaltatocyathus kashinae*, *Robustocyathus tenuimurus*, *Torosocyathus provisus*, *Terraecyathus lathensis*, *Gordonicyathus loculatus* и др., отмечены только в пределах этой провинции. В то же время имеются определенные различия между комплексами археоциат Буреинского и Ханкайского массивов. Первые из них близки к восточно-саянским, вторые — к тувинским и монгольским [1, 5].

Такие же различия в составе археоциатовых комплексов наблюдаются до середины ботомского века. С этого времени наметилась тенденция к дальнейшему обособлению бассейнов, в которых существовали археоциаты, и, возможно, в какое-то время эти бассейны (Баладеский и Галамский, с

Распространение ботомских археоциат

Виды	Местонахождения				
	Алтай-Саянская складчатая система	Терреины юга Дальнего Востока			Северная Америка
		Галамский	Баладский	Спасский	
<i>Fransuasaecyathus originalis</i>		оэ			
<i>Dentocyathus indigenus</i>		оэ			
<i>Densocyathus cateniformis</i>		оэ			
<i>Voronicyathus pseudotichus</i>		о	о		
<i>Tomocyathus latiintervallum</i>		оэ			
<i>Coscinocyathus dianthus</i>	о	о	о		о
<i>Flindersicyathus macdamensis</i>		о			о
<i>Gerbicanicyathus emili</i>		о			о
<i>Altaicyathus veronicae</i>		о			о
<i>Anthomorpha robusta</i>		оэ			
<i>Fransuasaecyathus elegans</i>				о	
<i>Loculicyathus membranivestites</i>	о			о	
<i>Sibirecyathus dissepimentalis</i>	о			о	
<i>Ussuricyathus kropotkini</i>				оэ	
<i>Cyclocyathella repinae</i>				оэ	
<i>Irinaecyathus grandiperforatum</i>	о			о	
<i>Clatricoscinus vassilievi</i>	о			о	
<i>Denaecyathus primoriensis</i>				оэ	
<i>Chankacyathus strachovi</i>				оэ	
<i>Sichotecyathus orientalis</i>	о			оэ	
<i>Flindersicyathus latus</i>	о			о	
<i>Gordonicyathus campestris</i>	о			о	
<i>Anthomorpha ratchkovskii</i>	о			о	

Примечание. «оэ» — эндемичные виды.

одной стороны, и Спасский, с другой) были полностью изолированными. Следствием этого явилось появление многочисленных эндемичных форм (табл. 2). В конце ботомского века и в тайонском археоциаты Галамского террейна имеют общие и близкие формы к археоциатам Северо-Американской провинции.

Как каркасостроители органогенных построек, археоциаты могли обитать лишь в субтропических и тропических морях [17, 21, 23]. Палеобиогеографическая дифференциация археоциат обусловлена не климатическими, а иными барьерами. Нахождение в настоящее время комплексов археоциат разных провинций в непосредственной близости друг к другу, минуя комплексы переходного смешанного состава, по-видимому, является результатом последующих тектонических процессов.

Основные черты палеобиогеографии силура и девона. Ордовик распространен на юге Дальнего Востока крайне ограниченно, и мы не можем сколько-нибудь детально восстановить ордовикскую палеобиогеографию для рассматриваемой территории.

О палеобиогеографии силура лучше всего дают представление брахиоподы. Несмотря на значительный космополитизм силурийских фаун, возможно выделение в регионе двух палеобиогеографических провинций — Монголо-Тувинской и Охотской [19]. Характерной чертой первой из них является присутствие рода *Tuvaella*. Представители этого рода и сопутствующие им формы найдены в слабо дислоцированных мелководных шельфовых квар-

Распространение силурийских брахиопод

Тип	Виды	Террейны				
		Ольдойский	Мамынский	Норско-Сухотинский	Аянский	Галамский
Монголо-тувинский	<i>Tuvaella rackovskii</i>	○	○			
	<i>T. gigantea</i>	○	○			
	<i>Dalmanalla aff. initalensis</i>	○	○			
	<i>Leptostrophia filosa</i>	○	○			
	<i>Strophonella burgastaiensis</i>	○	○			
	<i>Maoristrophia carinata</i>		○	○		
	<i>Stegerhynchella angaciensis</i>	○	○	○		
	<i>Microsphaerodiorhynchus nucula</i>		○	○		
	<i>Tannuspirifer pedashenkoi</i>		○			
Охотский	<i>Dolerorthis</i> sp.					•
	<i>Resserella cf. elegantula</i>				•	
	<i>Isorthis crassa</i>				•	
	<i>Eoplectodonta transversalis</i>					•
	<i>Ancillotoechia</i> sp.					•
	<i>Zigospirella</i> sp.					•
	<i>Alispira cf. gracilis</i>					•
	<i>Protatrypa septentrionalis</i>					•
<i>Eocella</i> sp.					•	

цитовидных песчаниках и алевролитах Ольдойского и Мамынского террейнов, а также в толще песчаников и сланцев, ассоциированных с диабазами в Норско-Сухотинском островодужном террейне. В целом они датируют отложения в интервале венлок — пржидол. Аналогичные комплексы отмечены в разновозрастных отложениях Горного Алтая, Тувы, Монголии, Забайкалья.

Совершенно другими комплексами брахиопод охарактеризованы венлок-лудловские шельфовые отложения Аянского террейна, представленные песчаниками, известняками, аргиллитами и конгломератами (табл. 3, рис. 2, Б). В них содержатся брахиоподы, известные на территории Северо-Востока России и относящиеся к Охотской провинции. Аналогичные брахиоподы найдены в Галамском террейне. Силурийские отложения здесь представлены, с одной стороны, терригенными осадками, преимущественно турбидитами, с другой, — основными вулканитами, мелкозернистыми граувакковыми песчаниками. Широко представлены олистостромы. Все эти породные ассоциации образуют отдельные тектонические линзы и пластины. Большинство органических остатков обнаружено в терригенных породах.

Ниже-среднедевонские отложения Галамского террейна имеют такие же состав и деформации, как силурийские. В них присутствуют брахиоподы, характерные для Верхоянской провинции, охватывающей Северо-Восток России. Одновозрастные брахиоподы известны в отложениях Ольдойского, Гонжинского, Мамынского, Туранского, Малохинганского и Норско-Сухотинского террейнов. В первых пяти террейнах преобладают слабо дислоцированные терригенные породы с прослоями известняков. В Норско-Сухотинском террейне терригенные породы ассоциированы с зелеными сланцами, диабазами, андезитами, известняками. Брахиоподы этих террейнов отличны от галамских [4]. Они относятся к Монголо-Охотской провинции и близки к брахиоподам Тувы, Монголии, Забайкалья (табл. 4, рис. 2, В). Со

Возраст	Виды	Монголо-Охотская провинция						Верхоянская провинция
		Террейны						
		Ольдойский	Гонжинский	Мамынский	Норско-Сухотинский	Туранский	Малохинганский	Галамский
Эмс — эйфель	<i>Leptostrophia (Rhytistrophia) beckii</i>	o		o	o	o	o	
	<i>Gladistrophia kondoi</i>	o		o	o	o	o	
	<i>Maoristrophia kailensis</i>	o						
	<i>Leptodontella zmeinogorskiana</i>	o						
	<i>Douvillina orientalis</i>	o	o	o	o	o	o	
	<i>Fimbrispirifer divaricatus</i>	o	o					
	<i>Atrypa mututinalis</i>							•
	<i>Vargania kolymensis</i> <i>V. (Mimatrypa) flagelata</i>							• •
Поздний прагг	<i>Platyorthis magna</i>	o					o	
	<i>Schizophoria kobayashii</i>	o					o	
	<i>Leptagonia zlichovensis</i>	o	o	o	o	o	o	
	<i>L. goldfussiana</i>							•
	<i>Stropheodonta verchyanica</i> <i>Boucotia australis</i>							• •
Лохков — ранний прагг	<i>Tastaria tastariformis</i>	o					o	
	<i>Maoristrophia carinata</i>	o	o				o	
	<i>Howellella mercuriformis</i>	o					o	

второй половины франского века эти различия между комплексами рассматриваемых террейнов стираются, и в позднем фране — фамене брахиоподы представлены одинаковыми ассоциациями.

Основные черты палеобиогеографии карбона и перми. О палеобиогеографической принадлежности каменноугольной биоты мы можем судить как по фауне, так и по флоре. Все известные на рассматриваемой территории каменноугольные комплексы растительных остатков принадлежат Ангарской палеофитогеографической области [3]. Они зафиксированы в пределах Аянского, Галамского, Норско-Сухотинского и Вознесенского террейнов. Немногочисленные находки каменноугольных брахиопод в мелководных терригенных отложениях, иногда содержащих прослой известняков, в Ольдойском, Ланском, Галамском, Малохинганском террейнах по присутствию таких своеобразных родов как *Tomioopsis*, *Togynifer* и др. [16] позволяют рассматривать эти террейны в составе Бореальной области. В Баджальском, Хабаровском, Самаркинском и Ольгинском террейнах известны тетические фузулиниды (см. рис. 2, Г). О геологической ситуации, в которой они находятся, следует сказать особо.

В Баджальском террейне каменноугольные фузулиниды присутствуют в олистолитах известняков, включенных в терригенный матрикс. Олистостромовые толщи ассоциированы с турбидитами, содержащими поздне триасовую и средне-позднеюрскую фауны. Здесь присутствует и другой тип осадков. Это глинистые и кремнистые сланцы с радиоляриями и конодонтами средне-поздне триасового и юрского возраста. Можно предположить, что Баджальский террейн является аккреционным комплексом, где присутствуют породы океанического происхождения и осадки континентального склона. Известняки с тетической фауной, вероятно, первоначально были вершинами океанических гор.

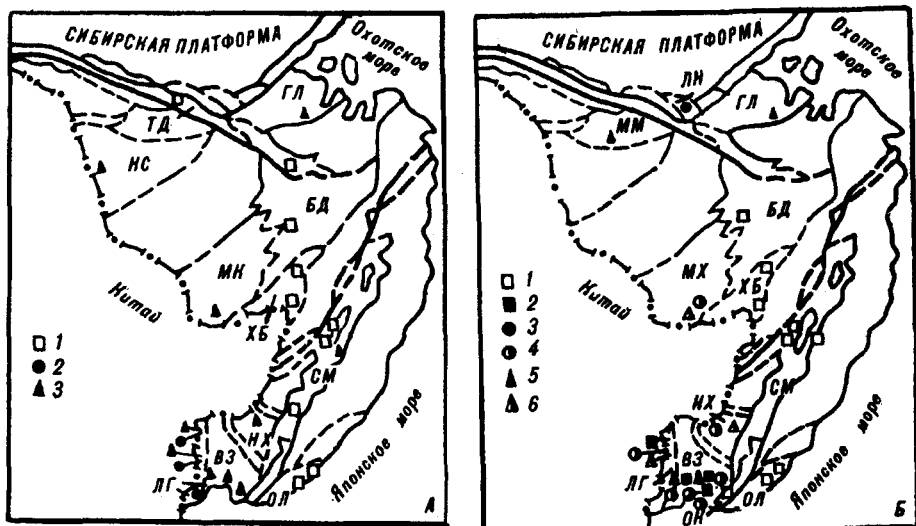


Рис. 3. Распространение пермских фауны и флоры на юге Дальнего Востока.

А — местонахождения раннепермских фауны и флоры: 1 — тетидических фузулинид, 2 — бореальных брахиопод, 3 — ангарской флоры. Б — местонахождения позднепермских фаун и флор: 1 — тетидических фузулинид, 2 — комплексов фузулинид с родом *Monodiodina*, 3 — бореальных брахиопод, 4 — смешанных бореально-тетидических брахиоподовых комплексов, 5 — ангарской флоры, 6 — смешанных ангарско-катазиатских комплексов флоры.

Каменноугольные фузулиниды в Хабаровском террейне найдены в известняках, которые образуют тектонические линзы в меланже. Наряду с верхнекаменноугольными известняками в меланже наблюдаются триасовые глинистые сланцы, пермские известняки и другие породы. Интенсивно перемятый матрикс меланжа образован первоначально нормально наслоенными тонкослоистыми турбидитами и мелкообломочными олистостромами. В матриксе обнаружены готерив-барремские радиолярии [12]. В Самаркинском террейне, который представляет собой аккреционный комплекс средне-позднеюрского возраста, также установлены каменноугольные органогенные известняки в тектонических линзах и пластинах и во включениях в олистостромах и меланже [18].

Геологическая структура Ольгинского террейна во многих отношениях идентична таковой Самаркинского. Каменноугольные и пермские известняки с тетидическими фузулинидами также слагают тектонические пластины и олистолиты. Возраст матрикса олистостромов позднеюрский — раннемеловой.

В тех же аккреционных террейнах присутствуют и раннепермские известняки с фузулинидами, среди которых наиболее распространены *Pseudofusulina*, *Acervoschwagerina*, *Chalartoschwagerina* и др. [16]. Они известны также в олистолитах известняков в Ниланском субтеррейне. Очень важными являются находки раннепермских фузулинид в известняках бочагорской свиты в Тукурингра-Джагдинском террейне [7], демонстрирующие резкий палеобиогеографический контраст по отношению к террейнам, расположенным южнее, в частности, к Норско-Сухотинскому, Малохинганскому, Нахимовскому, Вознесенскому и Лаоелин-Гродековскому, в которых отмечена раннепермская флора ангарского типа. Она известна и в терригенных породах Галамского аккреционного террейна [16]. Доминантами в ней были кордаиты. В мелководных морских осадках Вознесенского и Лаоелин-Гродековского террейнов содержатся также раннепермские брахиоподы, представленные типично бореальными родами *Tomioopsis*, *Anidanthus*, *Waagepocsoncha*, *Spiriferella* (рис. 3, А).

В поздней перми (имеется в виду двучленное деление перми) типично бореальные брахиоподы представлены только в Ланском террейне, а ангарская флора — в Галамском и Мамынском террейнах. В Малохинганском, Лаоелин-Гродековском, Вознесенском и Нахимовском террейнах позднепермские, в частности, мидийские брахиоподовые ассоциации, приуроченные

Распространение позднепермских брахиопод

Тип	Роды	Бореальная область	Промежуточная провинция				
		Террейны					
		Ланский	Малохинганский	Ласелин-Гродковский	Вознесенский	Нахимовский	Украинский
Бореальный	<i>Cancrinelloides</i>	°					
	<i>Licharewia</i>	°					
	<i>Neospirifer</i>	°	°		°		
	<i>Waagenoconcha</i>		°	°	°	°	
	<i>Substriatifera</i>				°	°	
	<i>Timaniella</i>				°	°	
	<i>Anidanthus</i>			°	°	°	
	<i>Yakovlevia</i>		°	°	°	°	
	<i>Muirwoodia</i>		°	°	°	°	
<i>Spiriferella</i>		°	°	°	°	°	
Тетический	<i>Enteletes</i>				•		
	<i>Transennatia</i>				•		
	<i>Haydenella</i>				•		
	<i>Spinomarginifera</i>				•	•	
	<i>Tyloplecta</i>				•		
	<i>Edriosteges</i>				•		
	<i>Richtofenia</i>				•		
	<i>Leptodus</i>		•	•	•		•
	<i>Hemiptychina</i>			•			
<i>Cyrolexis</i>				•	•		

к мелководным терригенно-карбонатным разрезам, включают как бореальные, так и тетические роды [8, 9, 16].

В Малохинганском террейне, в отличие от других перечисленных террейнов, брахиоподовая фауна характеризуется большим количеством представителей рода *Spiriferella*, составляющим обычно более 50 % общего количества образцов. Другими обильно представленными родами в составе этой фауны являются *Neospirifer*, *Waagenoconcha*, *Yakovlevia*, *Muirwoodia*. Все они бореальные. Среди них присутствует единственный типично тетический род *Leptodus* (табл. 5, рис. 3, Б).

Смешанные бореально-тетические брахиоподовые фауны известны во Внутренней Монголии, северо-восточном Китае, Японии [20]. Они рассматриваются как сообщества континентального шельфа, расположенного вдоль северной и восточной окраин Сино-Корейской платформы [22]. Однако последующие (мезозойские) процессы деструкции и горизонтальных перемещений обусловили прерывистость этой изначально единой зоны.

На юге Дальнего Востока смешанные бореально-тетические сообщества брахиопод сопровождаются флористическими комплексами, содержащими совместно ангарские и катазиатские элементы (табл. 6). Здесь же отмечено присутствие гондванских родов *Glossopteris*, *Gangamopteris* [2, 6, 15]. Сопровождающие их фузулиниды включают широко распространенные в Тетической области роды, такие как *Sichotenella*, *Codonofusiella*, *Lantschichites*, *Chusenella*, *Neomisellina*, *Lepidolina* и др. [13, 14]. Отличительной чертой этих фузулинидовых ассоциаций является повсеместное присутствие рода *Monodioxodina*. Эти же роды, хотя и в других количественных соотношениях, а также *Rauserella*, *Kahlerina*, *Yabeina*, *Sumatrina* и др. отмечены в олисто-

Распространение позднепермских флор

Тип	Виды	Террейны				
		Мамынский	Малохинганский	Лавелин-Гродековский	Вознесенский	Нахимовский
Ангарский	<i>Callipteris conliuens</i>	o				
	<i>C. tatiapiana</i>	o				
	<i>Compsopteris adzvensis</i>	o				
	<i>Annularia jerunakovensis</i>				o	
	<i>Callipteris sahnii</i>		o		o	o
	<i>C. conferta</i>				o	o
	<i>C. orientalis</i>		o			o
	<i>C. congermana</i>		o	o	o	o
	<i>Pursongia</i> sp.				o	o
	<i>Ruffloria</i> sp.				o	o
	<i>Phylladoderma</i> sp.				o	o
Катазганский	<i>Lobatannularia cathaysiana</i>				•	
	<i>L. lingulata</i>				•	
	<i>Pecopteris yabei</i>				•	
	<i>Sphenopteris nystroemi</i>				•	
	<i>Neuropteridium coreanicum</i>			•	•	•
	<i>Taeniopteris</i> sp.		•	•	•	•
Гондванский	<i>Glossopteris</i> cf. <i>orientalis</i>				Δ	
	<i>Glossopteris mongolica</i>					Δ
	<i>Glossopteris</i> sp.			Δ	Δ	Δ
	<i>Gangamopteris</i> sp.				Δ	

литах, тектонических линзах и чешуях известняков в Баджальском, Хабаровском, Самаркинском и Ольгинском аккреционных террейнах, однако рода *Monodioxodina* среди них не зафиксировано.

Заключение. В результате проведенного анализа показано, что на территории юга Дальнего Востока наблюдается достаточно четкая палеобиогеографическая дифференциация палеозойских фаун и флор. Границы зон, охарактеризованных биотами, свойственными разным палеобиогеографическим единицам (провинциям, областям), резкие, переходные области отсутствуют, а имеющиеся геологические данные не позволяют наметить барьеры, разделявшие на каждом этапе геологической истории ареалы различных по систематическому составу фаун и флор. Сопоставление палеобиогеографических границ с границами террейнов, выделенных на основании различий стратиграфических разрезов, особенностей магматизма, метаморфизма и дислокаций, показало их совпадение.

Характерные черты фауны и вмещающих ее отложений позволяют учитывать климатический контроль уже в раннем палеозое. В частности, археоциаты, являющиеся каркасостроителями органогенных построек, были обитателями тропических и субтропических морей. В позднем палеозое число признаков, позволяющих судить о первоначальном положении обособленных ареалов организмов в тех или иных широтах, возрастает. Взаиморасположение этих ареалов в современной структуре, а именно нахождение тропической фауны в более северных районах, чем холодостойкой бореальной и ангарской флоры, произрастающей на территориях, подверженных сезонным колебаниям климата, оказывается противоположным тому, которое соответствовало бы первичной широтной климатической зональности.

В частности, нижнепермские мелководные шельфовые образования в пределах террейнов, расположенных к северу от Монголо-Охотской сутуры, за исключением Тукурингра-Джагдинского, а также террейнов, обычно включаемых в состав Буреинского (Норско-Сухотинский, Малохинганский и др.) и Ханкайского (Вознесенский, Нахимовский) массивов, охарактеризованы бореальными брахиоподами и ангарской флорой. В то же время в прилегающих к ним Тукурингра-Джагдинском, Баджальском, Хабаровском, Самаркинском, Ольгинском террейнах, тектоническая природа которых соответствует аккреционным клиньям, в олистолитах и включениях в меланже содержатся тетические фузулиниды. Судя по фауне в олистолитах, нет оснований предполагать источники сноса их на смежных буреинских и ханкайских террейнах. Таким образом, в субмеридиональном направлении наблюдается неоднократное чередование (дуплексирование) зон с бореальной и тетической раннепермскими фаунами.

Проведенный анализ позволяет считать, что распределение палеозойских флористических и фаунистических комплексов разной палеобиогеографической принадлежности в современной структуре юга Дальнего Востока России во многом контролируется крупными горизонтальными перемещениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляева Г. В.* Кембрий востока СССР. Стратиграфия.— М.: Наука, 1988.
2. *Бураго В. И.* Катазиатские элементы в пермской флоре Южного Приморья // Геология и геофизика.— 1973.— № 11.— С. 54—61.
3. *Вахромеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени.— М.: Наука, 1970.
4. *Грацианова Р. Т., Шишкина Г. Р.* Особенности палеобиогеографии материков и морей девона (по данным изучения брахиопод) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофауны.— М.: Наука, 1982.— С. 27—45. (Тр. ИГиГ; вып. 510).
5. *Журавлева И. Т.* Палеобиогеография раннего кембрия // Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм: Тр. XXI сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва.— Магадан, 1981.— С. 43—52.
6. *Зимица В. Г.* *Glossopteris* и *Gangamopteris* из пермских отложений Южного Приморья // Палеонтол. журнал.— 1967.— № 2.— С. 113—121.
7. *Кириллова Г. Л., Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой системы.— М.: Наука, 1979.
8. *Котляр Г. В.* Сопоставление верхнепермских отложений Южного Приморья с одновозрастными образованиями Тетической и Бореальной областей // Верхний палеозой Северо-Восточной Азии/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1978.— С. 5—23.
9. *Лихарев Б. К., Котляр Г. В.* Пермские брахиоподы Южного Приморья // Там же.— С. 63—75.
10. *Натальин Б. А.* Мезозойская аккреционная и коллизонная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 5.— С. 3—23.
11. *Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б.* Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника.— 1991.— № 1.— С. 84—97.
12. *Натальин Б. А., Зябрев С. В.* Строение мезозойских толщ долины р. Амур: Путеводитель геологической экскурсии/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1989.
13. *Никитина А. П.* Биостратиграфия верхнего палеозоя Приморья по фузулинидам // Вопросы биостратиграфии советского Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1974.— С. 5—18.
14. *Никитина А. П.* Биогеографическое районирование Приморья в каменноугольном и пермском периодах по фузулинидам // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1976.— С. 5—14.
15. *Основные черты стратиграфии пермской системы СССР.*— Л.: Недра, 1984. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия; Т. 286).

16. *Решения* Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978.— Магадан, 1982.
17. *Розанов А. Ю.* Палеогеография и палеобиогеография раннего кембрия // *Вестник АН СССР.*— 1985.— № 11.— С. 78—92.
18. *Ханчук А. И., Кемкин И. В., Панченко И. В.* Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое — раннем мезозое // *Тихоокеанская окраина Азии. Геология.*— М.: Наука, 1989.— С. 218—255.
19. *Шишкина Г. Р., Роганов Г. В., Зубков В. Ф.* Силурийские отложения южной части Дальнего Востока // *Палеозой Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.*— Хабаровск, 1974.— С. 50—57.
20. *Nakamura K., Tazawa J.* Faunal provinciality Permian brachiopods in Japan // *Pre-Cretaceous terranes of Japan/Publ. of IGCP Project 224.*— Osaka, 1990.— P. 313—320.
21. *Rozanov A. Yu.* Centres of origin of Cambrian fauna // *26 Congr. Geol. Intern. Resumes. V. 1.*— 1983.— P. 181.
22. *Tazawa J.* Middle Permian brachiopod biogeography of Japan and adjacent regions in East Asia // *Pre-Jurassic geology in Inner Mongolia, China/Report of China-Japan cooperative Research. Group, 1987—1989.*— Osaka, 1991.— P. 213—230.
23. *Zhuravlev A. Yu.* Evolution of archaeocyaths and paleobiogeography of the Early Cambrian // *Geol. Mag.*— 1986.— V. 123, N 4.— P. 377—385.

*ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск
ДВГИ ДВО РАН
Владивосток
ВСЕГЕИ
Санкт-Петербурге
Дальгеолком
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
5 февраля 1993 г.*

УДК 551.352.051 + 551.243.4:73/76(571.63)

И. В. Кемкин, А. И. Ханчук

ЮРСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня состоит из матрикса, представленного олистостромовыми и турбидитовыми отложениями, и конседиментационных тектонических включений (генетически разнородных и разновозрастных аллохтонов, преимущественно океанической коры позднепалеозойского и триасового возраста). Возраст комплекса обосновывается на основании полученных новых данных по радиолариям, выделенным из матрикса. Формирование комплекса связывается с процессами субдукции океанической плиты под континентальную окраину.

Аккреционные призмы (комплексы) формируются в результате субдукции океанической плиты под континентальные окраины или островные дуги и представляют собой чешуйчато-надвиговые структуры, в которых различаются матрикс, сложенный турбидитовыми и олистостромовыми отложениями глубоководного желоба, и конседиментационные включения, представленные породами как субдуцируемой, так и нависающей плиты. Смешивание материала начинается в глубоководном желобе и продолжается в зоне субдукции. Изучение состава аккреционных призм имеет важное значение для понимания тектонической эволюции конвергентных окраин для металлогенического анализа, так как состав их в значительной мере определяет генетические типы приуроченных к ним постаккреционных месторождений.

Юрский аккреционный комплекс выделен нами в южном Сихотэ-Алине в результате обобщения материалов [4, 7 и др.] и собственных исследований [5, 12, 13]. По данным [8], комплекс протягивается далеко на север (рис. 1). Дискуссионным является возраст Ванданской части комплекса. Б. А. Натальин рассматривает его как раннемеловой (хабаровский комплекс) [10]. Рассмотрим строение матрикса и конседиментационных включений.

Матрикс. Матрикс комплекса состоит из олистостромовых образований и ассоциирующих с ними турбидитовых отложений. Первоначально эти образования описывались в составе нескольких свит (самаркинской, себучарской, маляновской, кривинской, тудовакской и др.) и относились к различным уровням разреза палеозоя [2]. В дальнейшем было высказано предположение, что олистостромовые толщи близки по стратиграфическому уровню и имеют мезозойский возраст [4, 10]. Однако, из-за недостатка данных, часть юрских турбидитовых отложений, «переслаивающихся» с триасовыми кремнями, была неправильно отнесена к триасу [4, 7]. Исходя из новых данных, по возрасту олистостром и турбидитов, представляется целесообразным объединить олистостромовые и ассоциирующие с ними турбидитовые отложения в ранг единого средне-

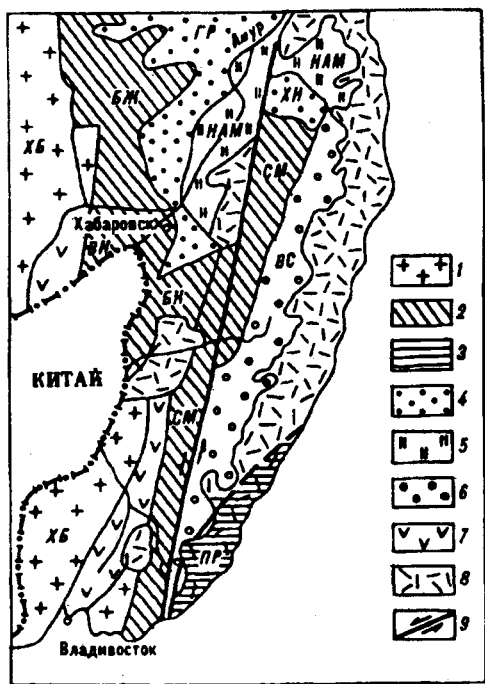


Рис. 1. Схема распространения террейнов Сихотэ-Алиня (по [14]).

1 — докембрийская континентальная окраина (ХБ — Ханкайско-Буреинский супертеррейн); 2 — юрский аккреционный комплекс (СМ — Самаркинский, ВН — Ванданский, БК — Бикинский, БЖ — Баджалемский террейны); 3 — поздневаланжинский аккреционный комплекс (ПР — Прибрежный террейн); 4–6 — турбидитовые комплексы, сформированные на океанической коре (4 — Горинский (ГР), юрско-раннемеловой на триасовой коре, Хунгарийский (ХН), позднеюрско-меловой на среднетриасовой — среднеюрской коре, 5 — Нижнеамурский (НАМ), юрско-аптский на триасовой коре, 6 — Восточно-Сихотэ-Алинский (ВС), альбский на позднеюрской коре террейны; 7 — постамагматические вулканические породы пермского возраста; 8 — постаккреционные вулканические породы мелового возраста; 9 — центральный сдвиг.

верхнеюрского стратиграфического подразделения, сохранив за ним название — самаркинская толща (по названию свиты, имеющей наибольшее площадное распространение).

Типичные разрезы отложений матрикса изучены нами в береговых обнажениях рек Павловка, Уссури, Журавлевка, Малиновка, Ореховка и др., а также в многочисленных карьерах автодорожных выемок. В целом строение матрикса юрского аккреционного комплекса представляется как многократное чередование олистостромовых и турбидитовых отложений, связанных постепенными переходами друг с другом.

Олистостромовые образования — это горизонты терригенных отложений, состоящих из хаотически расположенного глыбового несортированного материала, погруженного в алевропсаммитовую или алевроаргиллитовую массу. Форма олистолитов различная — от изометричной и удлиненной до уплощенной и неправильной. Размер обломков варьирует в широких пределах — от нескольких миллиметров до нескольких метров и даже сотен метров в поперечнике. Количество обломков в различных горизонтах колеблется от 5 до 60 %. Мощность хаотических горизонтов от 10 до 400 м.

Вмещающая олистолиты масса представлена, как правило, плохо отсортированными алевролитами. Обычно материал их взмучен, замусорен песчаными частицами, часто со следами течения и оплывания осадка, выражающимися в хаотической дисгармоничной микроскладчатости. По составу основных породобразующих компонентов эти алевролиты относятся к типу аркозов [3]. Это, как правило, кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые породы. Иногда вмещающая олистолиты масса представлена темно-зеленовато-серыми алевропесчаниками, состоящими из продуктов дезинтеграции пород основного состава (базальтов и габбро). Среди породобразующих компонентов отмечаются полуокатанные обломки плагиоклазов, базальтов, пироксенов, габбро, кварца. Мощность таких горизонтов «зеленой» олистостромы достигает иногда нескольких десятков, реже первых сотен метров. Эти образования наиболее характерны для

бассейна р. Кривая, хотя отмечаются и в других районах развития юрской аккреционной призм.

Петрографический состав олистолитов, присутствующих в олистостромовых горизонтах, довольно разнообразен. Однако их происхождение позволяет разделить олистостромы на два типа: эндо- и аллоолистостромы. В первых хаотические текстуры обусловлены обломочным материалом, заимствованным из вмещающей формации, в связи с чем состав олистолитов здесь строго определен. Это обломки песчаников, алевролитов, аргиллитов, образовавшиеся в результате оползания и дробления слаболитифицированных слоев в стадию сингенеза. Аллоолистостромы характеризуются присутствием чужеродных (экзотических) глыб и обломков. Главной особенностью этого типа является то, что олистолиты здесь намного древнее вмещающей массы. Последнее обстоятельство указывает на генетическую разнородность олистолитов и вмещающих их терригенных образований и на аллохтонную природу обломков. Среди олистолитов этого типа олистостром нами описаны кремни карбона, перми, триаса, карбоновые и пермские известняки, среднепалеозойские базальты, габбро, ультраосновные, метаморфические и др. породы [5]. Следует, очевидно, отметить, что эндоолистостромовые образования являются как бы фоном всех олистостромовых отложений, в то время как аллоолистостромы более локальны и имеют тесную пространственную и генетическую связь с крупными пластинами тектонических включений.

Турбидитовые отложения слагают горизонты мощностью от нескольких метров до нескольких десятков, реже сотен метров, располагаясь между олистостромовыми образованиями. При этом переход от олистостром к турбидитам осуществляется постепенно, либо за счет уменьшения в первых количества и размера обломков вплоть до их исчезновения, либо, наоборот, за счет появления в верхней части турбидитового ритма сначала мелких редких, а выше по разрезу более крупных и частых обломков различных пород.

В литологическом отношении турбидиты представлены преимущественно различнозернистыми песчаниками (в основном средне- и мелкозернистыми) и алевролитами. В отдельных случаях турбидитовые ритмы начинаются с прослоев гравелитов и грубозернистых песчаников. Именно из таких прослоев рядом геологов (см. ниже) в различное время были собраны остатки бентосной перемещенной макрофауны. Песчаники и алевролиты, слагающие турбидиты, аналогичны по составу матриксу олистостром. Наряду с аркозовыми породами среди турбидитов, особенно в бассейне р. Кривая, довольно часто встречаются граувакковые разновидности. Ранее эти образования рассматривались в качестве прослоев эффузивов среди терригенных пород, однако петрографические исследования показывают, что это обломочные породы, которые образовались за счет перемыва основных пород (габбро, базальтов). Мощность «зеленых» турбидитов колеблется от первых десятков метров до 250—300 м. Песчаники, равно как и алевролиты, характеризуются плохой сортированностью кластического материала, а также типичной для такого типа отложений градационной слоистостью. Последняя проявляется в последовательной смене в пределах одного ритма грубо- или среднезернистых песчаников мелкозернистыми, затем алевропесчаниками и песчанистыми алевролитами и далее собственно алевролитами, алевроаргиллитами и аргиллитами.

Количество ритмов в отдельных горизонтах турбидитов колеблется в широких пределах. Так, на правом берегу р. Усури (севернее с. Уборка) в горизонте турбидитов, залегающем между олистостромовыми образованиями и имеющем мощность 75 м, нами установлено до 20 таких ритмов. Мощность отдельных элементов ритмов составляет, как правило, несколько десятков сантиметров, но иногда и первые метры. При этом более грубозернистые элементы ритмов менее мощны, чем тонко-

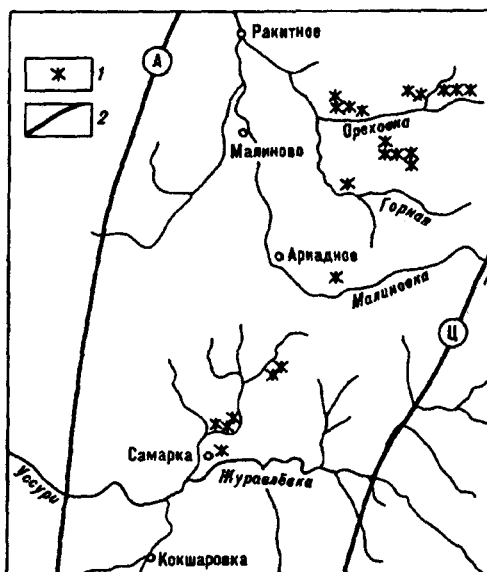


Рис. 2. Схема распространения местонахождений точек юрских радиолярий, выделенных из матрикса юрского аккреционного комплекса.

1 — места отбора радиолярий; 2 — разломы (А — Арсеньевский, Ц — Центральный).

зернистые и пелитовые. К сказанному следует также добавить, что четкая горизонтальная слоистость, обусловленная градиционной дифференциацией кластики, отличает турбидиты от олистостром.

Возраст отложений матрикса первоначально принимался как позднеюрско-раннемеловой на основании единичной находки позднеюрских? радиолярий в глыбе кремней, залегающей среди олистостромы, а также в соответствии с тем, что олистостромовые отложения с размывом перекрываются грубозернистыми терригенными образованиями с фауной валанжина [4].

Вместе с тем И. В. Кемкиным из вмещающих олистолиты взмученных алевролитов, в различных районах их развития (рис. 2), были собраны и идентифицированы (совместно с В. С. Руденко) многочисленные радиолярии (см. таблицу, рис. 3), средне-позднеюрского возраста. В бассейне р. Кривая из граувакковых прослоев, содержащих глыбы триасовых кремней («зеленая» олистострома), им же выделены мезозойские радиолярии, а из олистостромовых горизонтов О. Л. Смирновой — средне-позднеюрские [6]. В дальнейшем юрские радиолярии из матрикса аккреционного комплекса находили О. Л. Смирнова (1989 г.), Ю. Г. Волохин и др. [1], А. П. Никитина и Г. С. Белянский (1989 г.), В. М. Лосив (1990 г.) и др. Кроме того, в грубозернистых разностях турбидитовых отложений В. Н. Силантьевым найден обломок юрского белемнита, а Б. А. Ивановым и В. И. Надежкиным — остатки юрских моллюсков [2]. В последнее время в западных районах развития аккреционного комплекса И. В. Кемкиным из турбидитово-олистостромовых отложений выделен комплекс позднеюрско-раннемеловых радиолярий. Однако данные хаотические образования имеют локальное распространение, незначительные мощности и невыясненное взаимоотношение с юрской олистостромой. С учетом изложенных данных, возраст матрикса, как и в целом аккреционного комплекса, принимается нами как средне-позднеюрский.

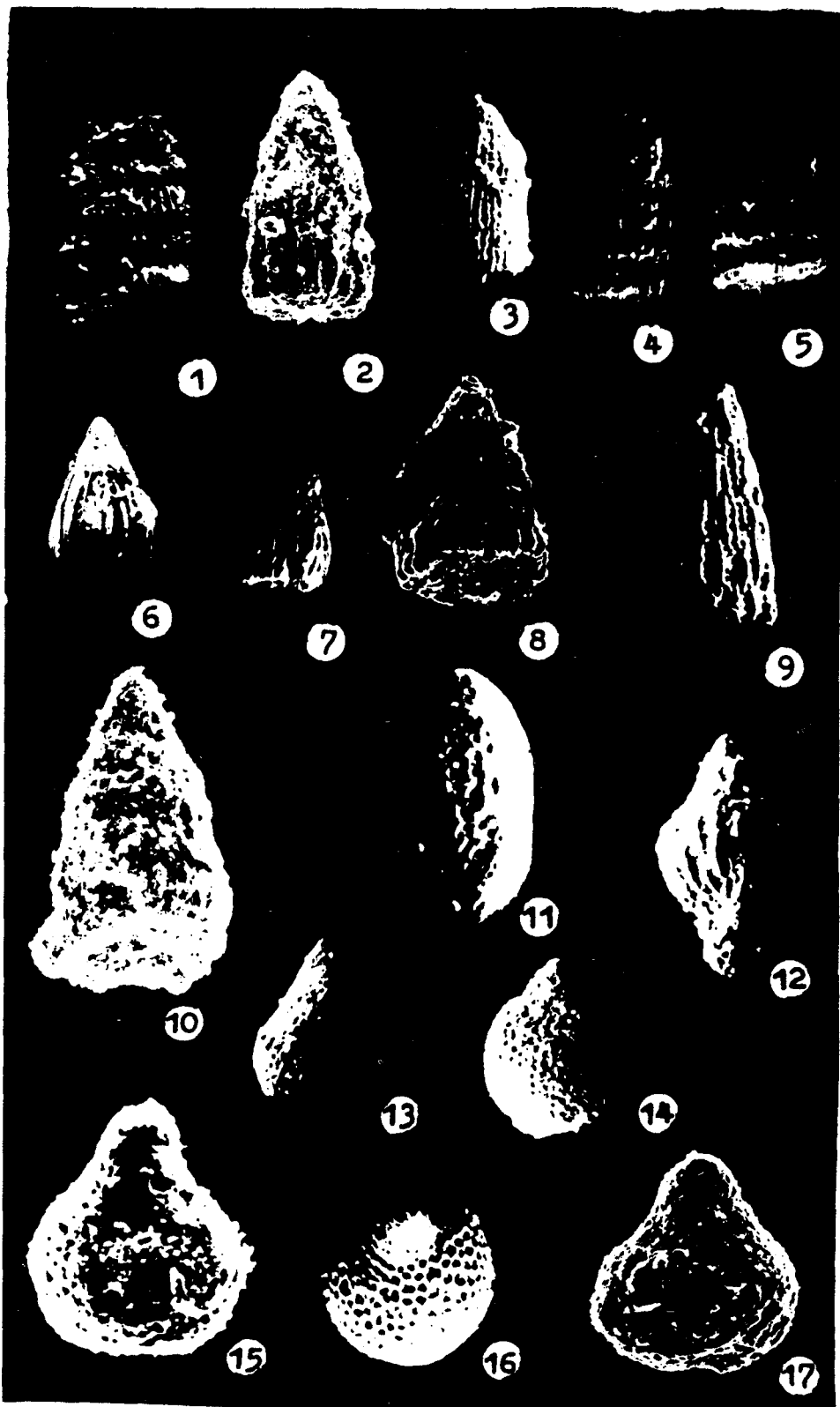
Следует отметить, что состав и строение юрской аккреционной призмы, равно как и комплекс радиолярий из матрикса, полностью аналогичны юрским субдукционно-аккреционным образованиям внутренней зоны Японии [16 и мн. др.].

Конседиментационные включения. Среди турбидитовых и олистостромовых отложений матрикса на различных стратиграфических уровнях присутствуют генетически разнородные и разновозрастные конседиментационные включения, которые были перемещены еще в стадию сингенеза. Их конседиментационная природа доказывается наличием в подстилающей эти включения олистостроме их глыб и обломков [4]. Конседиментационные включения представляют собой крупные (до нескольких километров протяженностью), но ограниченные в пространстве тела. Мощность их различная: от нескольких десятков метров до нескольких десятков километров. Например, закартированная В. В. Голозубовым и Н. Г. Мельниковым [4] в бассейне р. Синяя одна из крупных аллохтонных пластин имеет протяжение 45 км при мощности 1,5 км. Залегают включения в виде пластообразных тел

Радиолярии из матрикса аккреционного комплекса

Виды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno			*				*			*		*	*	*	*
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	*	*	*			*		*			*	*	*	*	*
<i>Dictyomitrella?</i> cf. <i>kamoensis</i> Mizutani and Kido													*	*	*
<i>Dictyomitra</i> sp.						*			*			*	*	*	*
<i>Parvingula</i> sp., cf. <i>cosmoconica</i> (Foreman)													*		
<i>Parvingula</i> sp.															*
<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno							*				*		*		*
<i>Hsuum</i> sp.	*		*				*		*	*	*			*	*
<i>H. matsukoi</i>										*					
<i>Eucyrtidium</i> cf. <i>unumaensis</i> Yao															*
<i>E.</i> cf. <i>pictum</i> (Riedel and Sanfilippo)												*	*		
<i>Hemicryptocapsa</i> cf. <i>pseudopilula</i> Tan Sin Hok															*
<i>Tricolocapsa yaoi</i> Matsuoka															*
<i>T.</i> cf. <i>rusti</i> Tan Sin Hok							*				*		*		
<i>Tricolocapsa</i> sp.	*	*		*			*							*	
<i>Thanarla</i> sp., aff. <i>T. sp. A</i> , Ishida, 1983													*		*
<i>T. sp.</i> , aff. <i>T. sp. C</i> , Aita, 1982													*	*	
<i>Paronaela</i> sp.															*
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao													*	*	*
<i>S.</i> cf. <i>japonica</i> Yao													*		
<i>Stichomitra?</i> cf. <i>S. tai- rai</i> , Aita, 1982															*
<i>Archicapsa</i> cf. <i>pachyderma</i> Tan Sin Hok															*
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>uterculus</i> (Parona)			*										*	*	
<i>Sethocapsa</i> sp.			*										*	*	
<i>Canoptum</i> sp. aff. <i>C. rugosum</i> Pessagno and Poisson												*			
<i>Canoptum</i> sp.			*									*			
<i>Unuma</i> sp. aff. <i>U. typicus</i> Ichikawa and Yao													*		
<i>Tripocyclia</i> sp.												*	*		
<i>Guexella nudata</i>				*	*										
<i>Praeconocarioma</i> sp.					*										
<i>Protunuma</i> sp.						*									
<i>Gongilothorax</i> sp.						*									
Williriedellidae Dumitrica						*									
<i>Eoxitus</i> sp.						*									
<i>Orbiculiforma</i> sp.										*					
<i>Spongosaturdayalis</i> sp.										*					
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.											*				

Примечание. 1 — (СМ-3); 2 — (СМ-2); 4 — (По-8); 5 — (По-9) — бассейн р. Откосная; 3 — (Д-263А); 6 — (Д-187); 8 — (Д-7); 9 — (Д-28); 10 — (Д-10); 12 — (Д-16/17); 13 — (Д-162); 15 — (Д-178) — бассейн р. Ореховка; 7 — (Д-124); 11 — (Д-127); 14 — (Д-126) — бассейн руч. Большой Ключ (левый приток р. Ореховка).



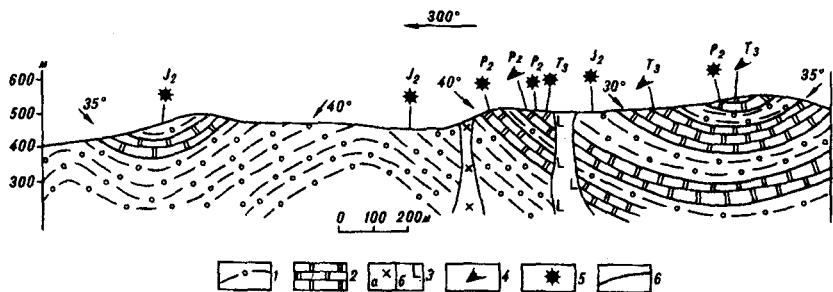


Рис. 4. Конседиментационные пластины средне-позднепермских кремней в юрских отложениях матрикса аккреционного комплекса.

1 — олистострома; 2 — кремни; 3 — рвущие тела среднего (а) и основного (б) состава; 4, 5 — точки сбора микрофауны: конодонтов (4), радиоларий (5); 6 — границы конседиментационных пластин.

конформно с отложениями матрикса (будучи смяты в складки с ними в едином структурном плане) и слагают ядра синформных и крылья антиформных складок, подчеркивая тем самым седиментационный характер взаимоотношения между включениями и матриксом. В качестве иллюстрации можно привести фрагмент строения аккреционной призмы (комплекса) в верховьях р. Ореховка (рис. 4), где среди юрских отложений матрикса залегают аллохтонные пластины позднепалеозойских и триасовых кремнистых образований, или в бассейне руч. Степанов (рис. 5), где среди матрикса залегают пластины базальтов, перекрытых позднедевонско-раннепермскими кремнями, и позднепермских терригенных пород. Подстилаются конседиментационные включения обычно олистостромовыми образованиями, содержащими глыбы и обломки пород этих включений, а перекрываются в основном турбидитами.

Все конседиментационные включения по их генетической принадлежности можно разделить на две большие группы: фрагменты образований океанической коры и фрагменты отложений континентальной окраины.

Фрагменты образований океанической коры. Образования океанической коры включают пластины всех ее слоев, но преобладают породы базальтового и осадочного. К океаническим осадочным породам мы относим такие отложения, которые свободны от терригенного детрита сиалических источников сноса (континенты или островные дуги) и которые интерпретируются нами как отложения открытых океанических обстановок осадконакопления, отдаленных от суши. Другими словами, это отложения, которые накапливались на океанической коре до вступления ее в субдукционную зону. Переходные отложения с небольшим количеством терригенного детрита фиксируют приближение океанической коры к зоне субдукции.

Включения образований океанической коры имеют широкий возрастной диапазон, без постепенных переходов друг к другу (по крайней мере, в ходе полевых исследований переходы между разновозрастными пластинами не установлены). Они могут оказаться фрагментами как единой океанической плиты, так и совершенно различных. В этой связи описание их приведено в хронологическом порядке.

Поздний девон — ранняя пермь. Кремнево-карбонатные и осадочные образования этого возрастного интервала сопряжены с габброидами и гипербазитами и образуют фрагменты полной офиолитовой ассоциации, которая была названа нами калиновской [12]. В калиновских офиолитах выделяются лерцолит-троктолит-габбровая, гарцбургит-верлит-(вебстерит)-габбровая, габбро-диабаз-базальтовая (без комплекса параллельных даек) и осадочная части офиолитового разреза. Офиолиты ассоциируют с метаморфическими породами эпидот-амфиболовой и зеленослан-

Рис. 3. Средне-позднеюрские радиоларии из матрикса аккреционного комплекса (в скобках указан номер образца в таблице).

Фиг. 1—3 — *Arhaeodictyonira cf. rigida* Pessagno (15, 7, 15, ×160); фиг. 4 — *Arhaeodictyonira rigida* Pessagno (13, ×160); фиг. 5 — *Dictyonetrella* (?) cf. *kamoensis* Mizutani and Kido (15, ×160); фиг. 6, 7 — *Thanarla* sp. (13, 15, ×160); фиг. 8, 9 — *Hsuum maxwelli* Pessagno (11, 15, ×160); фиг. 10 — *Hsuum* sp. (1, ×390); фиг. 11 — *Archicapsa cf. pachyderma* Tan Sin Hok (15, ×160); фиг. 12 — *Unuma aff. typicus* Ichikawa and Yao (13, ×160); фиг. 13 — *Stichocapsa convexa* Yao (15, ×160); фиг. 14, 16 — *Sethocapsa cf.* (3, ×160); фиг. 15, 17 — *Tricolocapsa cf. rusti* Tan Sin Hok (7, 11, ×240).

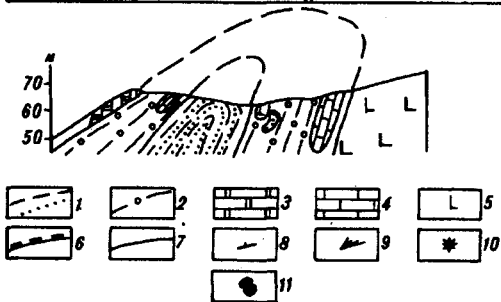
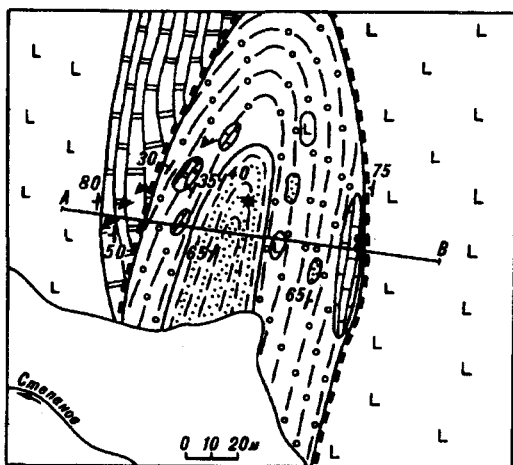


Рис. 5. Пластины калиновских офиолитов и позднепермских граувак в матриксе аккреционного комплекса.

1 — песчаники, переслаивающиеся с алевролитами; 2 — олистострома; 3 — кремни; 4 — известняки; 5 — базальты; 6 — конседиментационные надыги; 7 — тектонический контакт; 8 — элементы залегания; 9—11 — точки сбора фауны: конодонтов (9), радиолярий (10), фораминифер (11).

цевой фаций, образовавшихся по породам офиолитовой ассоциации [12]. Офиолитовые осадки, залегающие на базальтах, представлены кремнями и известняками. В кремнях бассейна руч. Степанов нами выделены конодонты (снизу вверх по разрезу): позднего девона, раннего и среднего карбона, ранней перми. Здесь же вскрываются известняки, которые, на контакте с базальтами охарактеризованы визейскими фораминиферами. Разрез известняков включает и раннюю пермь, но, так же как и в кремнях, фауна позднего карбона в них не обнаружена. К — Аг-возраст роговой обманки из

пегматоидных габбро Бреевского аллохтона — 410 ± 9 млн лет (коллекция А. И. Ханчука, определен С. А. Бойко и Ф. Ф. Сигидой в ДВГИ ДВО РАН), что соответствует границе силура и девона. По геохимическим и минералогическим признакам калиновские офиолиты относятся к офиолитам внутриплитных океанических обстановок [12, 13]. Предполагается, что калиновские офиолиты формировались в основании океанического плато, рост которого был обусловлен внедрением мантийного плюма. В результате крупномасштабного извержения базальтов резко увеличилась мощность земной коры и, как следствие, повысилось давление в магматических камерах на границе кора — мантия. Поэтому малоглубинная перидотит-троктолитовая ассоциация начальных стадий развития плато сменилась глубинной, перидотит-габброидной [12].

Конседиментационные пластины офиолитов этого возрастного интервала имеют протяженность в несколько километров, реже первые десятки километров. Отдельные пластины достигают нескольких десятков километров. Они сложены либо известняково-кремнисто-эффузивными, либо габбро-гипербазитовыми образованиями, разделенными горизонтами олистостром. Наиболее широко конседиментационные аллохтоны этого возраста развиты на левобережье среднего течения р. Уссури, в бассейне р. Откосная, руч. Степанов и в районе сел Бреевка, Извилинка, Чугуевка.

Поздняя пермь. Конседиментационные включения этого возраста представлены кремневыми образованиями, иногда ассоциирующими с субщелочными океаническими базальтами. Пластины позднепермских кремнистых пород имеют протяжение до нескольких десятков километров. Мощность их колеблется от нескольких метров до первых десятков метров. Наиболее типичные разрезы изучены нами на правобережье р. Огородная и на правобережье среднего течения р. Малиновка. В литологическом отношении это собственно кремни, переслаивающиеся с маломощными прослоями глинистых кремней. Многократное чередование кремневых и глинистых слоев придает породам вид ритмических толщ, что характерно для ленточных кремней. Из кремнистых образований нами выделены позднепермские конодонты [5], а В. С. Руденко [11] — позднепермские радиолярии. Следует

отметить, что позднепермские кремнистые образования распространены несколько ограниченно по сравнению с триасовыми.

Средний — поздний триас. Включения представлены кремневыми образованиями, литологически не отличающимися от таковых поздней перми. Для них также характерно наличие ритмической слоистости (за счет чередования кремневых и глинистых слоев) и низкие скорости седиментации [1]. Пластины средне-позднетриасовых кремней имеют несколько большее протяжение (до 40—45 км, при мощности до 1000 м. Однако столь значительные мощности обусловлены многократным тектоническим сдвиганием, стравиванием кремневого разреза. Истинная же мощность триасового разреза составляет 66—72 м [1]. В отличие от позднепермских кремневых включений, средне-позднетриасовые в ряде случаев непосредственно подстилаются толстыми абиссальными базальтами. Севернее р. Самарка и в других районах среднетриасовые кремни залегают на субшелочных океанических базальтах. Возраст кремневых образований достаточно обоснован многочисленными находками радиолярий и конодонтов, собранных многими геологами, а также авторами. Пластины средне-позднетриасовых кремневых пород наиболее широко распространены в пределах Южного Сихотэ-Алиня. Они встречаются на всем протяжении аккреционной призм, включая Баджальский хребет.

Фрагменты отложений континентальной окраины. Конседиментационные включения этой группы представлены аллохтонными пластинами существенно терригенных и кремнисто-терригенных пород. Возрастной диапазон их также широк.

Поздняя пермь. Включения представлены двумя типами терригенных отложений. Первый характеризуется аркозовым составом кластиков. В литологическом отношении это мелко-среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Они слагают сравнительно протяженные пластообразные тела (до 1 км) среди олистостромовых образований, а также более или менее крупные глыбы и обломки (до нескольких сот метров в поперечнике). Возраст отложений обоснован остатками микро- и макрофауны. В песчаниках В. М. Лосивом (1990 г.) найдены остатки криноидей, а из алевролитов и аргиллитов нами выделены радиолярии и конодонты [5]. Пластины этого типа развиты только в верховьях р. Откосная и на левобережье среднего течения р. Малиновка. Второй тип конседиментационных включений позднепермского возраста представлен граувакковыми породами (песчаники, алевролиты и аргиллиты). Сложенные этими породами аллохтонные пластины имеют значительное протяжение (до нескольких десятков, реже первых сотен километров). Однако мощность их незначительна (первые сотни метров). Возраст отложений установлен на основании находок И. В. Кемкиным остатков конодонтов *Neogondolella cf. serrata postserrata* (Bender), а также радиолярии *Phaenicosphaera mammilla* Sheng et Wang. Конседиментационные пластины этого типа пространственно приурочены к пластинам калиновских офиолитов и развиты в тех же районах, что и последние.

Поздняя пермь — средняя юра. Грубозернистые (шельфовые) отложения этого времени с размытым залеганием на кристаллических породах. Они образуют достаточно крупные конседиментационные пластины, протяженностью до 40—45 км при мощности до 2 км. Основание пластин сложено габбро-гнейсами, амфиболитами, гранат-цоизит-амфиболовыми и гранат-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и гранитами. На размытой поверхности кристаллических пород залегают осадочные толщи, представленные конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, сменяющимися выше по разрезу алевролитами. В прослоях песчаников, в известняковых разностях, собраны остатки позднепермских криноидей [2] и фораминифер верхней перми [9]. Выше залегает 70-метровая пачка немых алевролитов, на них алевролиты позднепермского возраста с фауной монотисов. Не исключено, что позднепермская фауна является переотложенной, так как остатки криноидей и фораминифер собраны из известняковых песчаников, т. е. образовавшихся за счет перемыва известняков, а залегающие выше алевролиты имеют уже позднепермский возраст. Однако этот вопрос требует еще своего решения. На позднепермских алевролитах зале-

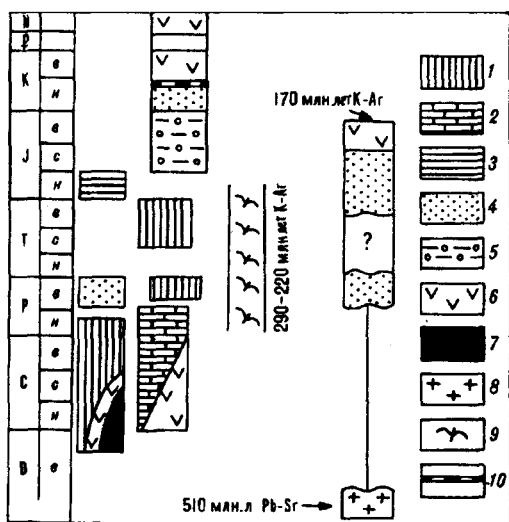


Рис. 6. Генерализованная схема, иллюстрирующая состав юрского аккреционного комплекса.

На рисунке показаны: матрикс (турбидитово-олистостромовые отложения, перекрытые постаккреционными терригенными породами и вулканитами) и конседиментационные аллохтоны (генетически разнородные и разновозрастные образования, присутствующие в матриксе в виде хаотически перемешанных пластин). 1 — кремни; 2 — известняки; 3 — кремнисто-терригенные породы; 4 — терригенные (песчаники и алевролиты); 5 — олистостромовые и турбидитовые образования; 6 — вулканиты основного состава; 7 — офиолиты; 8 — габброиды; 9 — метаморфиты; 10 — основные (главные) несогласия.

пачка переслаивания песчаников и алевролитов ранне-среднеюрского возраста. Возраст обоснован фауной иноцерам [9]. На терригенных породах залегают щелочные вулканиды, представленные меймечитами, пикритами, базальтоидами и кластолавами, среди которых отмечаются прослойки туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников. Пластины этого возрастного интервала развиты в восточных районах аккреционного комплекса — в бассейне рек Синяя, Журавлевка, Антоновка.

Р а н н я ю р а. Единичные, незначительные по размерам (несколько десятков, реже сотен метров протяженностью) аллохтонные пластины, сложенные алевролитами с маломощными прослоями аргиллитов и кремнистых аргиллитов. Мощность аргиллитовых прослоев от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Из аргиллитов (в бассейне р. Малиновка) нами собраны раннеюрские радиолярии *Parahsuum ovale* Yao, *Orbiculiforma* sp., *Tricolocapsa* sp., *Archaeospongoprunum* sp., *Parahsuum* sp. и др.

Южная часть аккреционного комплекса перекрыта тектоническим покровом так называемых «сергеевских габброидов», возраст которых, по последним данным, 510 млн лет. В нижней части покрова часто залегают толща глаукофановых сланцев, время метаморфизма которых — ранняя пермь [6]. Сергеевские габброиды аналогичны по составу габброидам, слагающим основание пластин пермско-юрских шельфовых отложений в северной части комплекса.

Обсуждение результатов. Итак, юрский аккреционный комплекс Сихотэ-Алиня представляет собой сложнопостроенный комплекс отложений, характеризующийся наличием матрикса (олистостромовые и турбидитовые образования) и конседиментационных включений (генетически разнородные и разновозрастные аллохтоны), находящихся во взаимном «переслаивании» (рис. 6). Анализ структурных особенностей конседиментационных аллохтонов (т. е. характер их внутреннего строения) позволяет разделить их на два типа: с нарушенным первичным строением и ненарушенным.

К первому типу относится большинство описанных выше аллохтонов. Их отличительным признаком является расчешуированность, т. е. конседиментационные аллохтоны этого типа присутствуют в матриксе в виде серии чешуй, характеризующих различные стратиграфические уровни некогда единого разреза. При этом возрастная последовательность, как правило, не сохраняется и довольно часты случаи залегания более древних фрагментов выше относительно молодых.

В аллохтонах второго типа первичная стратиграфическая последовательность отложений не нарушена. Конседиментационные аллохтоны такого типа описаны В. В. Голозубовым и Н. Г. Мельниковым [4] в бассейнах рек Синяя и Лев. Антоновка. На контакте этих отложений с матриксом призмы отмечаются мощные зоны дроблений, сложенные милонитами с будинами пород аллохтона. Не исключено, что такие аллохтоны могут оказаться обычными тектоническими покровами, надвинутыми уже на юрский аккреционный комплекс, как, например, Сергеевский покров на юге Приморья, где на

юрскую призму надвинуты пластины габбро-гнейсов (правда, не исключено, что они могут оказаться фрагментами Сергеевского покрова, смещенными впоследствии по сдвигам в северо-восточном направлении). Однако вопрос о природе этих образований требует еще своего уточнения, в связи с чем в данной статье они описаны (вслед за В. В. Голозубовым и Н. Г. Мельниковым [4]) как конседиментационные образования.

Несмотря на схожее, в целом, строение аккреционной призмы, отдельные ее участки существенно различаются как строением матрикса, так и составом заключенных в него конседиментационных аллохтонов. В настоящий момент можно выделить четыре латеральных ряда в составе комплекса, сменяющие друг друга вкрест простирания. Так, в западной части аккреционного комплекса развиты преимущественно турбидитовые и в меньшей степени олистостромовые образования, среди которых заключены конседиментационные аллохтоны фрагментов континентальной окраины. В более восточных участках комплекса, наоборот, олистостромовые отложения преобладают над турбидитами, а конседиментационные аллохтоны представлены преимущественно фрагментами океанической коры. При этом, конседиментационные пластины определенного состава и возраста последовательно сменяют друг друга в пространстве. Так, непосредственно за полосой развития аллохтонов пермской континентальной окраины располагается полоса конседиментационных включений позднедевонско-раннепермского возраста (офиолиты и перекрывающие их кремневые и карбонатные осадки). Далее на восток выделяется третья полоса, где доминируют пластины позднепермских и триасовых кремневых образований, ассоциирующих с океаническими базальтами. Наконец, самая восточная часть комплекса характеризуется развитием аллохтонов позднепермско-юрского возраста (тип ненарушенных аллохтонов). Таким образом, отмечаются четкая последовательная смена конседиментационных включений в восточном направлении и омоложение их возраста.

Выявленные особенности строения призмы (комплекса) позволяют реконструировать и механизм ее образования. Первый и, очевидно, самый простой вариант — это последовательная аккреция разновозрастных участков океанической плиты к окраине континента, т. е. по мере субдуцирования океанической плиты аккретируются ее фрагменты. Единственное сомнение, которое здесь возможно, заключается в следующем. За относительно короткий период времени (~20 млн лет — время формирования призмы) к окраине континента были аккретированы породы, формирование которых длилось порядка 180 млн лет. Другими словами, возможно ли постоянство геодинамического режима в пределах океанической плиты на протяжении этого периода времени? Ряд косвенных данных дает основание предложить и более сложный вариант механизма формирования юрской аккреционной призмы. Ранее [12, 13, 15] нами было обосновано наличие активной континентальной окраины в позднепермское время вдоль современного обрамления Ханкайского массива. Возможно, в середине перми в результате коллизионных процессов произошла аккреция океанического плато, сложенного породами офиолитовой ассоциации и перекрывающими их кремнево-карбонатными осадками. Прямых свидетельств этому пока не установлено, в частности, не доказано наличие пермской олистостромы, но на это могут указывать присутствующие в основании Сергеевского покрова, а также в виде конседиментационных включений пластины метаморфических пород (глаукофановые сланцы) по офиолитам, а кроме того, особенности граувакковых пород позднепермского возраста, сформировавшихся за счет размыва пород офиолитовой ассоциации (тесная пространственная связь между ними установлена). К концу перми — началу триаса геодинамическая обстановка изменилась и субдукция сменилась левосторонним скольжением океанической плиты. В результате «косой» субдукции в юрское время происходила аккреция позднепермской и триасовой частей океанической плиты. Одновременно происходило поступление конседиментационных пластин и с приконтинентального борта (терригенные, граувакковые и офиолитовые аллохтоны).

Выводы. 1. Возраст самаркинского аккреционного комплекса, установленный на основании фауны радиоларий из матрикса, а также косвенных геологических данных, принимается как средне-позднеюрский.

2. В составе юрского аккреционного комплекса выделяются матрикс, представленный олистостромами и турбидитовыми отложениями, и конседиментационные тектонические включения (генетически разнородные и разновозрастные аллохтоны, преимущественно фрагменты океанической коры позднепалеозойского и триасового возраста, перемещенные в бассейн в конседиментационную стадию).

3. Формирование аккреционной призмы связывается с процессами субдукции океанической плиты под континентальную окраину и осуществлялось либо путем последовательной аккреции разновозрастных участков единой океанической плиты, либо в два этапа: предшествующая коллизия среднепалеозойского океанического плато и последующая аккреция, но уже позднепермскотриасово-раннеюрской океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю. Г., Бурый Г. И., Руденко В. С., Филиппов А. Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1990.— № 3.— С. 45—57.
2. Геология СССР. Т. 32. Приморский край.— М.: Недра, 1969.
3. Геосинклинальный литогенез на границе континент — океан.— М.: Наука, 1987.
4. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
5. Кемкин И. В. Олистостромы в аккреционных комплексах Южного Сихотэ-Алиня: Автореф. канд. дис. // ДВГИ ДВО АН СССР.— Владивосток, 1989.
6. Коваленко С. В., Ханчук А. И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР.— 1991.— Т. 318, № 3.— С. 692—694.
7. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое.— М.: Наука, 1985.
8. Микститы Сихотэ-Алинской системы/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
9. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. I. Стратиграфия/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1987.
10. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. — 1991.— № 5.— С. 3—23.
11. Руденко В. С., Панасенко Е. С. Новые находки позднепермских радиолярий в Приморье // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1990.— С. 117—124.
12. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
13. Ханчук А. И., Кемкин И. В., Панченко И. В. Геодинамическая эволюция Дальнего Востока в среднем палеозое — раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. I: Геология.— М.: Наука, 1989.— С. 218—255.
14. Ханчук А. И., Голозубов В. В., Кемкин И. В. и др. Доверхнемеловые структурно-вещественные комплексы Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: Тез. докл. школы-семинара.— Магадан, 1990.— С. 232—234.
15. Khanchuck A. I., Panchenko I. V., Kemkin I. V. Geodynamic reconstruction of the Paleozoic and Mesozoic Sikhote-Alin and Sakhalin Island: Rept N 4 of the IGCP project 222 // Pre-jurassic evolution of Eastern Asia.— Osaka, 1989.— P. 169—177.
16. Pre-Gretaceous Terranes of Japan // Publication of IGCP Project N 224: Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia.— Osaka, 1990.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
7 декабря 1992 г.

УДК 551.78(571.63)

Б. И. Павлюткин, Т. И. Петренко

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО СТРАТИГРАФИИ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ П-ОВА РЕЧНОЙ (Южное Приморье)

На основе анализа 48 спорово-пыльцевых проб из стратотипических разрезов угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит на п-ове Речной (Южное Приморье) установлено отсутствие принципиальных различий в палиноспектрах всех трех свит. Сопоставление с другими регионами, таксономический состав и композиционные особенности палинофлоры

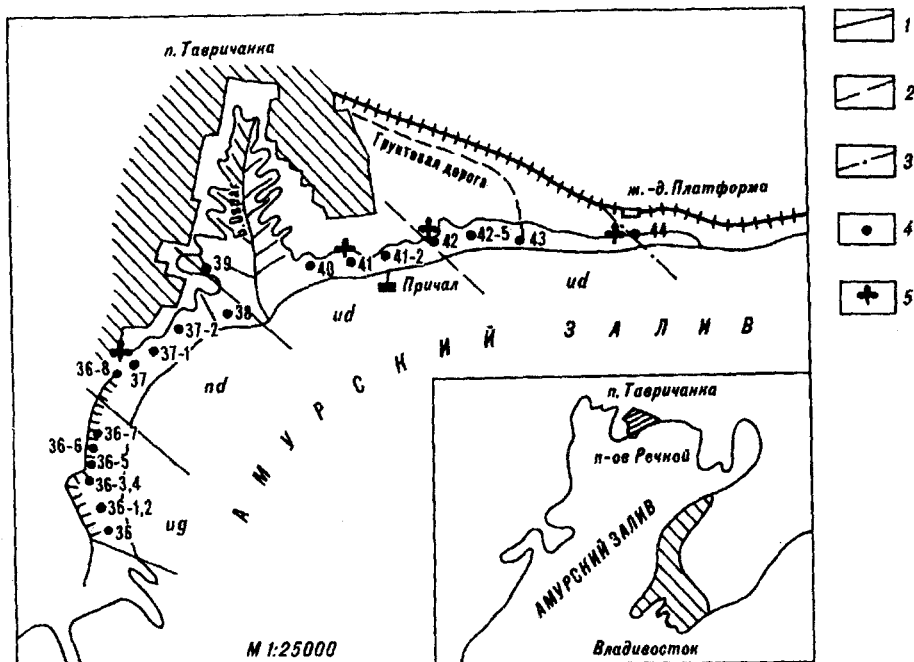


Схема расположения изученных разрезов:

чг — угловская свита, нд — надеждинская свита, уд — усть-давыдовская свита. 1 — границы между свитами, 2 — границы между подсвитами, 3 — шарнир складки, 4 — номера обнажений, 5 — пункты сбора листовой флоры.

позволяют оценить возраст вмещающих отложений в рамках поздний эоцен — ранний олигоцен. Этому выводу не противоречат материалы по листовым флорам.

Полуостров Речной образован локальным выступом береговой линии в изголовье Амурского залива в районе г. Владивостока (см. рисунок). Его особая роль в региональной геологии кайнозоя Приморья объясняется тем, что здесь находятся стратотипы угловской, надеждинской свит и одноименных региональных стратиграфических горизонтов, а также стратотипический разрез усть-давыдовской свиты.

Детальные стратиграфические исследования на п-ове Речной были начаты в 20-е годы Б. М. Штемпелем [30], выделившим здесь четыре свиты (снизу): угленосную продуктивную, названную им угловской, — 230 м, глинисто-сланцевую — 380 м, песчано-глинистую — 380 м, лигнитовую — 323 м и несогласно перекрывающие их галечники. По материалам изучения листовых тафофлор возраст всех четырех свит (толщ) определен Б. М. Штемпелем как палеогеновый без более дробного подразделения.

Позднее, в 40-е гг. эта схема изменилась в результате детальных исследований, проведенных в данном районе Г. М. Власовым*, он предложил для глинисто-сланцевой толщи название «надеждинская свита», а песчано-глинистую и лигнитовую толщи объединил в одну свиту, названную им усть-давыдовской. Возраст надеждинской свиты — олигоцен, усть-давыдовской свиты — ранний — средний миоцен (по Г. М. Власову). Этот вывод основывался на корреляции с сопредельными районами Кореи и Маньчжурии и заключении М. О. Борсук по листовой флоре, собранной Г. М. Власовым на п-ове Речной.

Однако в начале 70-х гг. Р. С. Климова [16] опубликовала сообщение о массовых находках в слоях лигнитовой толщи (усть-давыдовская свита) отпечатков *Trochodendroides arctica* (Heer) Bergу — одного из доминантов голарктических флор раннего кайнофита, не переходящего, по общепринятому мнению, в неоген. Это обстоятельство, а также присутствие в составе тафофлор усть-давыдовской свиты ряда других растений, характерных для

* Власов Г. М. Третичные отложения Сихотэ-Алиня. Отчет тематической партии № 109. (Хранится в Приморском территориальном геолфонде).

палеогена, побудило Р. С. Климову высказать мнение о более древнем (эоценовом, с возможным отклонением в сторону палеоцена) возрасте стратотипа указанной свиты. Более того, листовая флора подстилающей надеждинской свиты, по её мнению, менее архаична по сравнению с флорой усть-давыдовской свиты, хотя никаких признаков перевернутого залегания слоев или удвоения разреза из-за дизъюнктивных нарушений не обнаружено.

Неоднозначные материалы получены и при изучении миоспор из стратотипа усть-давыдовской свиты. До недавнего времени преобладала точка зрения о миоценовом облике усть-давыдовских палинокомплексов [7, 22], но в одной из последних публикаций [20] речь идет о постоптимально-эоценовом возрасте не только угловской и надеждинской свит, что в общем-то не противоречит сложившимся представлениям, но и усть-давыдовской свиты. Как известно, в Решениях Третьего межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1978 г.) угловская свита датируется эоценом, надеждинская — олигоценом, а усть-давыдовская — ранним — средним миоценом [24].

Расхождения во взглядах привели к тому, что было предложено вообще отказаться от термина «усть-давыдовской горизонт», а одноименную свиту не рассматривать в качестве эквивалента раннего — среднего миоцена Приморья. Все это побудило нас провести дополнительное комплексное изучение стратотипов угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит.

Прежде всего выявилось различие во взглядах на положение границы между надеждинской и усть-давыдовской свитами. Искомая граница (по Г. М. Власову) должна проходить примерно в 50 м к юго-западу от устья Большого Оврага (см. рисунок), тем не менее в некоторых публикациях [3, 16] она существенно смещена к востоку. В результате большая часть песчано-глинистой толщи и соответствующие флористические горизонты оказываются в составе надеждинской свиты. Это осложняет ситуацию и к тому же нарушает право приоритета, защищаемого Стратиграфическим кодексом СССР [27, гл. IX, статья 9.4].

Неоднозначно выглядит и трактовка характера границы между надеждинской и усть-давыдовской свитами. Наши данные позволяют нам определенно высказаться в пользу проведения границы между надеждинской и усть-давыдовской свитами на п-ове Речной в 40—50 м западнее устья Большого Оврага и согласиться с отсутствием признаков углового несогласия между ними. Речь может идти только о незначительном внутриформационном размыве — явлении нередком в разрезе усть-давыдовской свиты.

Результаты литологического анализа и микроскопического изучения пород усть-давыдовской свиты не подтвердили присутствия в них туфогенной составляющей, на важную роль которой в данном разрезе указывал Г. М. Власов. В частности, вулканическое стекло не установлено ни в одной гранулометрической фракции. Что касается высказывания Г. М. Власова о тефрогенной природе пироксенов и амфиболов, присутствующих в тяжелой фракции песков усть-давыдовской свиты, то оно не может быть принято безоговорочно. С равным успехом они могут быть и терригенными, что наблюдается, в частности, на примере современных осадков различного генезиса, где указанные минералы доминируют.

Данные минералогических исследований важны для нас не сами по себе, а в том смысле, что миоценовые отложения, широко развитые в данном районе, в различной степени обогащены вулканической тефрой. Во многих датированных независимыми методами и палеоботанически охарактеризованных разрезах содержание вулканического стекла в песчано-алевритовой фракции достигает 80 % [23]. Это породило сомнения в обоснованности попыток корреляции неогеновых толщ Южного Приморья, нередко включающих прослойки лигнитизированных растительных остатков и линзы бурого угля, с лигнитоносной усть-давыдовской свитой п-ова Речной. Сомнения наши еще более усилились по итогам палеоботанических исследований.

Необходимо отметить, что условия для проведения палинологических работ на данном разрезе крайне неблагоприятны из-за широко проявленных процессов выветривания и ожелезнения, тем не менее, нами получены

спорово-пыльцевые спектры по всем секциям разреза. Все 48 проб полноценные, с числом микрофоссилий более 300. Нам предстояло решить два вопроса: во-первых, выяснить, насколько сильно разнятся палиноспектры усть-давыдовской свиты от спектров угловской и надеждинской свит, палеогеновый возраст которых не ставится под сомнение, и, во-вторых, провести сравнение с эталонными палинокомплексами других регионов, чтобы найти возможные аналоги.

Сопоставление палинокомплексов трех свит показало, что принципиальных различий между ними нет, все они довольно близки по таксономическому составу и по процентному содержанию характерных видов, хотя единичные пробы отличаются аномальным содержанием некоторых специфических таксонов. Так, в одной из проб нижней части угловской свиты количество пыльцы *Quercus graciliformis* Boitz. составляет 125 зерен (26,8 %), хотя в остальном спектр несколько не экзотичнее других. Однако более тонкие различия несомненно имеются, что в свое время послужило основанием для выделения нескольких палинокомплексов [6, 7, 22]. В частности, обнаруживается тенденция к возрастанию роли голосеменных вверх по разрезу от 20 % в основании угловской свиты до 50—60 % в лигнитовой толще, хотя отдельные пробы не подчиняются этой закономерности, но, повторим, это только тенденция. Меняется снизу вверх и структура группы голосеменных: в ней уменьшается содержание пыльцы таксодиевых с 20-30 % в угловской свите до 5—20 % в лигнитовой толще при одновременном увеличении роли пыльцы сосновых (3—5 % и 30—45 % соответственно).

Среди сосновых увеличивается содержание пыльцы елей, включая архаичные формы со специфическим тонкосетчатым рисунком, а также тсуг, хотя их роль и видовое разнообразие еще невелико (*Tsuga canadensis* (L.) Carr., *T. diversifolia* (Max.) Mast., *Tsuga* sp.).

Показательно скромное участие (единичные зерна в отдельных пробах) таких меловых реликтов, как *Araucaria*, *Dacrydium*. Группа покрытосеменных растений весьма разнообразна. При отсутствии в ней ярко выраженных доминантов налицо заметное преобладание ореховых (до 10 %), ильмовых (до 20 %), буковых и березовых. Изменения в структуре спектров здесь также постепенные. Так, при переходе от угловской к надеждинской и далее к усть-давыдовской свитам возрастает содержание мириковых (от единичных зерен до 2,5 %), увеличивается роль ореховых при преобладании родов *Carua* и *Juglans*, по всему разрезу эпизодически отмечается энгельгардия (не более 1 %). Березовые в сумме не превышают 5—7 %, причем в изменении их содержания не просматривается никакой отчетливой закономерности.

Наиболее богато и разнообразно представлено семейство буковых: бук (несколько видов, включая *Fagus grandifoliiformis* Pan.) — 5—15 %, разнообразны дубы, в том числе жестколистные, вероятно, вечнозеленые *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz. (0,5—2,0 %), а также *Quercites sparsus* (Mart.) em. Samoil. (до 2 %), *Castanea*, *Castanopsis* (первые проценты). В отдельных пробах из угловской свиты содержание некоторых представителей семейства буковых существенно выше, в частности *Quercites sparsus*, но принципиальных различий между спектрами угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит не зафиксировано. В спектрах всех трех свит присутствует (единично и не во всех пробах) пыльца *Hamamelis*, *Fothergilla*, *Corylopsis*, *Sycopsis*, *Platanus*, *Loranthus elegans* I. Kulkova, *Sterculia*, *Myrtaceae*, *Cardiospermum notabile* Kulkova, cf. *Palmae*. Характерно также эпизодическое присутствие пыльцы формальных таксонов *Tricolporollenites liblarensis* (Thoms.) Pfl., *Rhoipites* sp., *Verrutricolpites*, *Pokrovskaja*, *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Triporopollenites*. Содержание спор в спектрах не превышает 10—12 %. В их составе доминируют кочедыжниковые, единично отмечена меловая глейхения. В этой группе также не просматривается заметных различий между свитами, хотя общее содержание спор несколько увеличивается вверх по разрезу. Таким образом, подтверждается ранее высказанное мнение [20] о сходстве палинокомплексов угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит.

Для решения второго вопроса проведено сопоставление палинологических данных, полученных в других регионах, где результаты спорово-пыль-

цевого анализа контролируются иными, независимыми методами. Ближайшим, хорошо изученным районом является бурогольный Райчихинский разрез. По данным Г. М. Братцевой [10], здесь выделены два палинокомплекса: нижний — из угленосной кивдинской свиты (палеоцен) и верхний — из песчано-глинистой райчихинской свиты (верхний эоцен). Спектры кивдинской свиты по доминированию среди покрытосеменных мириковых (15—60 %), представителей формальных родов (десять процентов), заметному содержанию *Quercites sparsus* (до 4,5 %) несомненно более архаичны по сравнению со спектрами п-ова Речной. В меньшей степени, но все же заметно, последние отличаются и от палиноспектров райчихинской свиты, в которых существенно больше пыльцы термофильных растений: *Engelhardtia*, *Corylopsis*, *Fothergilla* (20—40 %), меловой *Anacolisidites* (3,0—7,5 %), пыльцы формальных родов *Triatriopollenites* (11—23,5 %), *Triporopollenites* (2,5—5,0 %), *Tricolpites* (12—18,5 %). Сходство с палинокомплексами п-ова Речной обнаруживается лишь на уровне нижнебузулинской (мухинской) свиты позднеэоцен-олигоценового возраста [14], а на Сахалине им близки комплексы верхней части нижедуйской свиты [25].

Среди палинологических флор удаленных районов, но расположенных примерно на одной широте с флорой п-ова Речной, необычайно близка к ней флора ащайрыкской свиты (плато Устюрт) [12] с фауной морских моллюсков [17] и листовой флорой раннеолигоценового (рюпельского) возраста [13]. В восточном Казахстане (Зайсанская впадина) палинофлора аксиирской свиты позднеэоцен-раннеолигоценового возраста [8] наиболее сходна с палинофлорой п-ова Речной, хотя и несколько термофильнее последней.

В средних широтах Западной Сибири к спектрам п-ова Речной близка палинофлора курганских слоев, венчающих регрессивный цикл чеганского моря. В ней еще присутствует пыльца *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*, *Castanopsis*, *Hamamelis*, но она уже не играет заметной роли [19]. На Енисейском краже в приустьевой части р. Ангара с палинокомплексами п-ова Речной хорошо сопоставляются спектры стрелковских слоев, с которых начинаются разрезы олигоцена. В них, по данным И. А. Кульковой [19], наряду с разнообразными ореховыми, березовыми, ильмовыми присутствуют коррелятивные таксоны эоцена *Castanopsis pseudocingulum* (R. Poi.) Boitz., *Quercus gracilis*, *Q. forestdalensis*, *Pistillipollenites*. Среди палинологических флор Камчатки сходный облик имеет иргирнинская флора, отвечающая второй половине позднего эоцена [28].

Определенный интерес в плане решения стоящей перед нами задачи представляют палинологические материалы высокоширотных районов Азии. Только здесь в тысячах километров к северу от Приморья к палиноспектрам п-ова Речной близки по термифильности флоры Новосибирских островов [29] и Яно-Индибирского междуречья (тастахская флора) [18]. В них постоянно присутствуют *Sterculia*, *Hamamelis*, *Fothergilla*, *Schinus*, *Castanopsis*, *Myrtaceae*, *Loranthus*, *Quercites sparsus*, *Quercus conferta*. Вместе с тем, по наличию большого количества пыльцы ульмоидного типа (*Ulmoideipites krempii* And., *U. planeraeformis* And.), а также (более 20 %) пыльцы формальных родов *Tricolpopollenites liblarensis*, *T. cingulum*, *Pistillipollenites mcgregorii*, *Triporopollenites plicoides* указанные флоры древнее изученных нами на п-ове Речной. Нам представляется, что в высоких широтах к последним близка палинофлора солурского типа, занимающая на Северо-Востоке Азии промежуточное положение между эоценовыми флорами тастахского облика и омолойскими флорами олигоцена [5].

Таким образом, палинофлоры п-ова Речной имеют аналоги на огромных пространствах бореальной Азии, которые, не являясь конечно же идентичными, имеют общие черты, позволяющие сравнивать их. Везде они приурочены к постоптимальному эоцену и раннему олигоцену. По Л. Ю. Буданцеву [11], это время перехода от флоры раннего кайнофита к мезофильной флоре тургайского облика. Судя по имеющимся данным, перестройка структуры палинокомплексов на рубеже эоцен/олигоцен происходила по одинаковому сценарию; за счет постепенной элиминации термофильных субтропических компонентов, мелкой пыльцы кверкоидного типа и пыльцы

Распределение групп растений в тафофлорах усть-давыдовской свиты п-ова Речной

Основные характеристики	Тафофлоры		
	т. 41	т. 42	т. 44
Общее количество экземпляров	116	284	218
Число семейств	14	22	21
Общее количество таксонов	35	51	46
Количество отпечатков:			
<i>Trochodendroides</i> sp.	2	—	2
<i>T. cf. arctica</i> (Heer) Berry	—	—	2

формальных таксонов при одновременном возрастании роли сережкоцветных. Естественно, что такое развитие событий вероятно было только в условиях значительной климатической (особенно температурной) однородности, на что обращал внимание В. М. Синицын [26].

Остановимся теперь на материалах по листовым тафофлорам п-ова Речной, поскольку именно на них базируется вывод о более древнем (раннеэоценовом) возрасте усть-давыдовской свиты в ее стратотипе [16] и, как следствие этого, еще более древнем возрасте подстилающих надеждинской и угловской свит. Напомним, что речь идет о массовых находках в слоях усть-давыдовской свиты остатков *Trochodendroides arctica*. Мы не располагаем собственными материалами по флоре угловской свиты, но по мнению А. Г. Аблаева [1], изучавшего палеогеновые флоры Япономорского побережья, нет никаких оснований считать флору угловской свиты оптимально эоценовой субтропической. Он относит ее к теплоумеренным флорам тургайского облика с участием субтропического элемента. Еще раньше к аналогичным выводам пришла М. О. Борсук [9]. Что касается листовых флор надеждинской и усть-давыдовской свит, то здесь мы можем привлечь наши данные*.

Не касаясь определительных аспектов, связанных со сложным сборным характером вида *Trochodendroides arctica* [15], остановимся на второй стороне вопроса, а именно на частоте встречаемости указанного вида во флорах надеждинской и особенно усть-давыдовской свит п-ова Речной. В составе небольшой (27 отпечатков) коллекции флоры из средней (аргиллитовой) части надеждинской свиты (т. 39, см. рисунок) остатков *Trochodendroides* не обнаружено, нет в ней и вечнозеленых растений, но из 11 установленных видов 6 имеют аналоги в составе раннеолигоценовой флоры харутори о. Хоккайдо [31].

Более представительные сборы сделаны из усть-давыдовской свиты: т. 41 — песчано-глинистая толща Б. М. Штемпеля, т. 42 — основание лигнитовой толщи, т. 44 — самые верхние слои лигнитовой толщи. Во всех трех флорах доминируют умеренные и теплоумеренные представители ильмовых, буковых, ивовых, розоцветных, крушиновых, различные *Alangium*. Характерно обилие рогозовых, обусловленное, видимо, экологическими факторами. Субтропический элемент в них довольно скромный: олигоценовые *Ziziphus cf. harutoriensis* Tanai, *Cocculus cf. schischkini* Iljinsk., *Clethra* sp., *Styrax* sp. Весьма примечательно присутствие в верхней части свиты *Fagus cf. antipovii* Heer — вида, как известно [13, 32], не уходящего глубоко в эоцен. Флоры имеют несомненно тургайский облик, их общая характеристика приведена в таблице, из которой следует, что в коллекциях отпечатки *Trochodendroides* либо отсутствуют, либо представлены крайне малым числом экземпляров. Из производственного отчета Р. С. Климовой**, располагавшей большим количеством локальных флор из слоев усть-давыдовской свиты, следует, что отпечатки *Trochodendroides* также единичны или отсутствуют вообще, за исключением двух ориктоценозов (точки 43, 44). В т. 43, приуроченной к песчаниковым слоям палеовреза, принимавшегося ранее за плиоценовый, содержание указанного рода (несколько видов по первоначальным определениям) достигает 46 %, а в т. 44—35 %. Что касается других архаичных

* Сборы Б. И. Павлюткина, обработанные Р. С. Климовой.

** «Палеоботаническое обоснование надеждинской и усть-давыдовской свит п-ова Речной» (Приморский геолфонд).

элементов, таких как *Neolitsea cf. reiczichiensis* Fedot., *Platanus cf. guillelmae* Goepf., *Cercidiphyllum elongatum* Brown, *Castanea cf. longifolia* Bors., то, во-первых, их роль в данных ориктоценозах незначительна, а, во-вторых, почти все они, включая *Trochodendroides*, встречаются в позднеэоцен-раннеолигоценовых флорах других районов Приморья, в частности, на Павловском и Бикинском буроугольных разрезах. М. А. Ахметьев [2] рассматривал флору усть-давыдовской свиты п-ова Речной в ряду раннеолигоценовых флор, сохраняющих эоценовые элементы (*Trochodendroides*, платаны и др.).

Не претендуя на квалифицированное сопоставление усть-давыдовской флоры с флорами сопредельных и удаленных районов, отметим лишь некоторые их общие черты, бросающиеся в глаза уже при формальном знакомстве со списком растений. Из ближних регионов заметна связь усть-давыдовской флоры через общие виды *Alangium ezoensis* Tanai, *Zelkova kushiroensis* Oishi et Huzioka, *Quercus kushiroensis* Tanai, *Platanus guillelmae* Goepf., *Alangium* (два вида) с флорой Сакубецу юго-восточного Хоккайдо (ранний — средний олигоцен, по Т. Танаи [31]).

На Камчатке близкая флора, названная Л. И. Фотьяновой [28] предтургайской, установлена в позднеэоценовой иргиринской свите. Она содержит в своем составе редкие *Trochodendroides*, платаны раннеолигоценового облика и целый ряд других таксонов, общих с позднеэоцен-раннеолигоценовыми флорами группы Урахоро о. Хоккайдо, а также юга Российского Дальнего Востока. Это теплоумеренная флора с редкими вкраплениями вечнозеленого элемента.

Из удаленных районов усть-давыдовская флора имеет много общих черт с раннеолигоценовой мезофильной листопадной флорой ащайрыкской свиты Устюрта, унаследовавшей, по данным С. Г. Жилина [13], некоторые термофильные эоценовые формы: *Cinnamomum scheichzeri*, *Sassafras ferretianum*, *Litsea primigenia*, *Liquidambar europaea*, *Zelkova zelkovifolia*. Общими видами, помимо вездесущих *Sequoia langsdorfii*, *Metasequoia disticha*, *Taxodium dubium*, являются *Cercidiphyllum crenatum*, *Liquidambar europaea*, *Platanus sp.*, *Quercus alexejevii*, *Myrica longifolia*, *Pterocarya paradisiana*, *Carya aralica*, *Diospyros brachysepala*.

С другой стороны, усть-давыдовская флора по степени термофильности уступает эоценовым оптимальным и близк оптимальным флорам Райчихи [4], бибай (среднеисикарский региоюраус) [31], Зайсанской впадины [21], в которых существенную роль играют лавровые, вечнозеленые дубы, каштанодубы, кастанопсисы, фикусы и отмечены пальмы. Предположение о дооптимальном раннеэоценовом возрасте усть-давыдовской флоры [16], базирующееся, в сущности, лишь на факте обилия отпечатков *Trochodendroides* в одном местонахождении (т. 43, см. рисунок), вряд ли можно признать обоснованным, если обратиться к раннеэоценовым и палеоэоценовым флорам других районов Пацифида [11]. К тому же, спорово-пыльцевой спектр из флороносных слоев указанного местонахождения ничем не отличается от остальных. Более логично объяснить обилие *Trochodendroides* в т. 43 местными эколого-тафономическими факторами. Значительное присутствие отпечатков *Trochodendroides* в т. 44 (по сборам Р. С. Климовой), скорее всего, связано с определительскими аспектами. В нашей коллекции из данного местонахождения заметно представлен *Cocculus schischkini*, морфологически сходный с *Trochodendroides*.

Таким образом, на наш взгляд, нет веских причин для кардинального удревнения возраста усть-давыдовской свиты, хотя нынешнее ее стратиграфическое положение [24] не соответствует палеонтологическим данным. Имеющиеся геологические и палеоботанические материалы свидетельствуют о раннеолигоценовом (рюпельском) возрасте усть-давыдовской и подстилающей ее надеждинской свит. Угловская свита, в которую мы не включаем практически не представленные в стратотипе подстилающие грубообломочные слои (речновская свита по Л. А. Баскаковой [6]), отвечает постоптимальному эоцену (более вероятно, — позднему). Сходство флор всех трех свит обусловлено близостью климатических условий на отрезке, охватывающем поздний эоцен — ранний олигоцен, южным расположением разрезов и смягчающим влиянием океана.

1. *Аблаев А. Г.* Геология и история флор побережий Японского моря.— М.: Наука, 1978.
2. *Ахметьев М. А.* Оligocene флоры юга Дальнего Востока СССР как показатели климатической обстановки // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1974.— № 4.— С. 134—143.
3. *Ахметьев М. А., Болотникова М. Д., Братцева Г. М., Красилов В. А.* Стратиграфия и па-леофлористика опорного разреза кайнозоя Южного Приморья // Там же.— 1978.— № 4.— С. 61—75.
4. *Байковская Т. Н.* Палеогеновая флора Зее-Буреинской равнины // Вопросы палеонтологии. Т. 1.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1950.— С. 348—381.
5. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Кистерова И. Б.* Северо-Восточная Азия на рубеже между эоценом и олигоценом (геологические события переходного эоцен-олигоценового терминала) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984.— С. 46—50.
6. *Баскакова Л. А., Громова Н. С.* Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология.— 1982.— № 11.— С. 68—78.
7. *Болотникова М. Д.* Палинокомплексы усть-давыдовской свиты Приморья (миоцен) // Геология и геофизика.— 1981.— № 4.— С. 74—81.
8. *Борисов Б. А.* Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана.— Л., 1963.— С. 11—73. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., Т. 94).
9. *Борсук М. О.* Палеогеновая флора Сахалина (конгломератовой и нижнеудской свит).— М.: Госгеолтехиздат, 1956.— (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия; Т. 12).
10. *Братцева Г. М.* Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока.— М.: Наука, 1969. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 207).
11. *Буданцев Л. Ю.* История арктической флоры эпохи раннего кайнофита.— Л.: Наука, 1983.
12. *Жежелёв О. Н.* К вопросу о границе эоценовых и олигоценовых отложений на Северном Устурте по палинологическим данным // Палинологический метод в стратиграфии.— Л., 1973.— С. 180—184. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 195).
13. *Жилин С. Г.* Основные этапы формирования умеренной лесной флоры в олигоцене — раннем миоцене Казахстана.— Л.: Наука, 1984. (Комаровские чтения; Т. 36).
14. *Зива М. В.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуро-Зейской впадины // Палинология кайнофита.— М.: Наука, 1973.— С. 89—93. (Труды III Международн. палинолог. конференции).
15. *Ильинская И. А.* Уточнение объема рода *Trochodendroides* и новые ископаемые виды *Cocculus* // Ботан. журн.— 1972.— Т. 57, №1 — С. 17—30.
16. *Климова Р. С.* О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит // Информационный сборн. ПГУ. № 7.— Владивосток, 1971.— С. 38—40.
17. *Коробков А. И.* Новые данные о фаунистической характеристике и возрасте ашеайрыкской свиты Северного Устурта // Докл. АН СССР.— 1962.— Т. 144, № 2.— С. 417—419.
18. *Кулькова И. А.* Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской низменности.— Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
19. *Кулькова И. А.* Палиностратиграфия и палинофлоры палеогена Сибирской платформы, Юго-Западной Сибири и Северного Казахстана // Мезозой и кайнозой Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981.— С. 83—88.
20. *Кундышев А. С.* О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит Южного Приморья в стратотипическом разрезе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока.— Хабаровск, 1990.— С. 279—280.
21. *Макулбеков Н. М.* Развитие эоценовых флор Северо-Восточного Казахстана // Палеонтолог. журн.— 1982.— № 2.— С. 151—152.
22. *Мамонтова И. Б.* Палинологические исследования палеогеновых и неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока.— Владивосток, 1977.— С. 90—94.
23. *Павлюткин Б. И., Петренко Т. И., Белянина Н. И.* Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 4.— С. 92—100.
24. *Решения Третьего Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.* Владивосток, 1978.— Магадан, 1982.
25. *Савицкий В. О., Сычева О. А., Грохотова Н. М.* О возрасте нижнеудской свиты Углерогского района на Сахалине // Геологическое строение о-ва Сахалин.— Южно-Сахалинск, 1969.— С. 59—67. (Труды СахКНИИ; Вып. 21).
26. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию.— Л.: Недра, 1980.
27. *Стратиграфический кодекс СССР.*— Л., 1977.
28. *Фотьянова Л. И.* Позднеэоценовая предтургайская флора Древней Берингии // Ботан. журн.— 1984.— Т. 69, № 4.— С. 425—436.
29. *Фрадкина А. Ф., Труфанов Г. В., Вакуленко А. С.* Эоцен Новосибирских островов // Конти-нентальные третичные толщи Северо-Востока Азии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.— С. 22—30.
30. *Штеммель Б. М.* Угловский район. Отчет о геологическом исследовании осенью 1924 г. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 45.— Владивосток, 1926.— С. 3—86.
31. *Tanai T.* Oligocene floras from the Kushiro Coal, Hokkaido, Japan // Journal of the Faculty of Science Hokkaido University. Ser. IV. Geology and Mineralogy.— 1970.— V. XIV, N 4.— P. 383—505

Гидрогеологическая экспедиция
Приморгеолкома РФ
Владивосток

Поступила в редакцию
1 февраля 1993 г.

ДИСКУССИЯ

Вопрос слишком сложный чтобы я, не палеоботаник и человек изрядно уже отставший от новых палеоботанических материалов, мог сейчас в нем разобраться. Тем более, что существование двух кайнозойских палеонтологических шкал (макрофаунистической и микрофаунистической) привело к изменению многих казалось бы точно установленных возрастных соотношений в сторону значительного понижения возраста.

Внутреннее возражение против категорического утверждения об одновозрастности свит п-ова Речной вызывает у меня все же отличная «приживаемость» рекомендуемой Б. М. Штемпедем и затем мною общей стратиграфической колонны третичных отложений Приморья и прилегающих районов. Реальная, перебуренная многими скважинами надеждинская свита с относительно угнетенной, преимущественно хвойной флорой (что соответствует широкому позднеолигоценному похолоданию) распространена в соседней Артемовской котловине, где она перекрывает угловскую угольную свиту. В какой-то степени меня успокаивает и то, что все стратиграфические сопоставления я старался делать не только по органическим остаткам, но и по комплексу других признаков.

Статью, конечно, следует опубликовать. Будущее покажет, насколько правы авторы. В первую очередь надо разобраться с обилием троходендронидес в одном обнажении усть-давыдовской свиты на п-ове Речной: не у нарушения ли оно? Авторы статьи правильно отмечают, что «Предположение о дооптимальном раннеэоценовом возрасте усть-давыдовской флоры, базирующееся, в сущности, лишь на факте обилия отпечатков троходендронидес в одном местонахождении (точке 43), вряд ли можно признать обоснованным...» Возможный вариант троходендронидесовой «вспышки» в точке 44 (по сборам Р. С. Климовой) намечают сами авторы: «Значительное присутствие отпечатков троходендронидес в т. 44, скорее всего, связано с определенными аспектами. В нашей коллекции из данного местонахождения заметно представлен *Cocculus schischkini*, морфологически сходный с *Trochodendroides*».

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Г. М. Власов

УДК 552.3+550.4(571.642)

В. М. Гранник

МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ АБРАМОВСКОГО, ВИТНИЦКОГО И ТУНДРОВСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО САХАЛИНА

Охарактеризованы структурно-вещественные комплексы Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков и восстановлены условия их образования. Установлено, что в палеозойское — раннемеловое время существует окраинное море с рассеянным вулканизмом и терригенным осадконакоплением, рассеянное палеорифтом. В экстрезивной зоне палеорифта формируются вулканические, кремнистые и карбонатные породы при отсутствии привноса терригенного материала. В поздне меловое время площадный вулканизм и интенсивное терригенное осадконакопление осуществляются на всей площади рассматриваемых блоков. Развитие в Абрамовском и Витницком блоках магматические породы образуют толеитовые, субщелочные и щелочные слабо дифференцированные серии с резким преобладанием в каждой из них пород основного состава. Установлены и охарактеризованы особенности модалного, нормативного и химического состава пород выделенных серий. Обращено внимание на практически полное совпадение характера дифференциации и распространенности в разрезе пород, обнаруженных в коренном залегании и в глыбах терригенного микститового комплекса, что свидетельствует о разрушении в альб-сеноманское время при образовании микститового комплекса надвиговой пластины, сложенной метаморфизованными вулканическими породами, аналогичными по составу динамометаморфизованным образованиям. По установленным петрохимическим особенностям магматические породы Абрамовского и Витницкого тектонических блоков отнесены к окраинно-морским образованиям площадного типа и рифтогенным образованиям линейной экстрезивной зоны, сходным с современными внутриплитовыми магматическими породами.

Предлагаемая статья входит в серию работ, посвященных характеристике мезозойских вулканогенно-осадочных и магматических пород различных районов Сахалина, выполненных по единой методике. Перечисленные тектонические блоки располагаются в центральной части Сахалина, образуя западные отроги Восточно-Сахалинских гор. По простирацию они продолжают в южном направлении полосу выходов наиболее метаморфизованных мезозойских образований острова, начинающуюся в Таулан-Армуданской гряде, Хановском и Краснотымковском хребтах [1, 5].

Структурно-вещественные комплексы. Абрамовский тектонический блок включает одноименный хребет, а также верховья рек Лангери, Житница и Вальза. Сложен он отложениями вальзинской серии, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, которые длительное время считались наиболее древними ниже-среднепалеозойскими [1] или верхнепалеозойскими — нижнемезозойскими [8] образованиями. На южном окончании блока в верховьях р. Житница метаморфические отложения перекрыты покровами поздне меловых тектоногравитационных микститов [11] житницкой свиты, ранее относимой к верхнему палеозою [1]. В последние годы в верховьях р. Житница в глинисто-кремнистых парасланцах верхнелангерийской под-свиты были обнаружены радиолярии, сходные, по мнению Н. Ю. Брагина, с раннемеловыми формами, а в левом борту р. Лангери в кремнистых прослоях дербышевской свиты — сходные с юрско-раннемеловыми формами [11]. По присутствию среди радиолярий населярий сделан вывод о мезозойском возрасте изученной части разреза. А. В. Рихтером [11] было установлено чешуйчато-надвиговое внутреннее строение Абрамовского тектонического блока, в пределах которого можно наблюдать соотношения между выделенными этим исследователем Тымовской, Гомонской и Восточно-Сахалинской тектоническими пластинами. В районе междуречья Житница — Лангери метаморфические породы надвинуты на верхнемеловые алевролиты, кремнистые алевролиты и песчаники, которые в районе тектонического контакта рассланцованы и перекристаллизованы до стадии филлитов и кварц-серпентитовых сланцев. Мощность зоны динамометаморфизованных пород составляет 150 м. В зоне контакта присутствуют линзовидные тела оталькованных серпентинитов, на отдельных участках переходящие в меланж мощностью до 50—70 м. В среднем течении р. Лангери метаморфические сланцы тектонически перекрываются метаморфизованными в хлоритовой субфации мезозойскими эффузивами с прослоями яшм или филлитами, алевролитами и песчаниками, слагающими Восточно-Сахалинскую тектоническую пластину. В зоне контакта на отдельных участках встречаются серпентиниты и глаукофановые сланцы. С востока Абрамовский блок ограничен надвигом [11], по которому вулканогенно-осадочные породы набильской серии надвинуты на метаморфические породы вазильской серии. К изложенному можно добавить, что нами в бассейне рек Дербыша и Кукуй наблюдалось покровное перекрытие пологозалегающих черных плейчатых филлитовидных сланцев метаморфизованными вулканогенно-кремнистыми образованиями (ортосланцами и кварцитами), собранными в узкие линейные опрокинутые складки, отчетливо выраженные в рельефе в виде отрогов водораздельных хребтов. Не исключено, что в ряде случаев останцы этого покрова могут приниматься за олистолиты метаморфизованных вулканогенно-кремнистых образований, включенные в метатерригенные парасланцы. Приведенные сведения позволяют сделать вывод о распространении в пределах Абрамовского блока метаморфизованных юрско-нижнемеловых и, возможно, верхнемеловых образований.

По нашему мнению, в строении рассматриваемого блока принимают участие следующие структурно-вещественные комплексы: кремнисто-вулканогенный, карбонатно-кремнисто-терригенно-вулканогенный, метатерригенный, вулканогенно-терригенный и терригенный микститовый (рис. 1). Необходимо отметить, что в связи с широким развитием в районе надвигов и покровов закартированное положение большей части выделенных комплексов не соответствует их возрасту, т. е. более древние комплексы тектонически перекрывают более молодые.

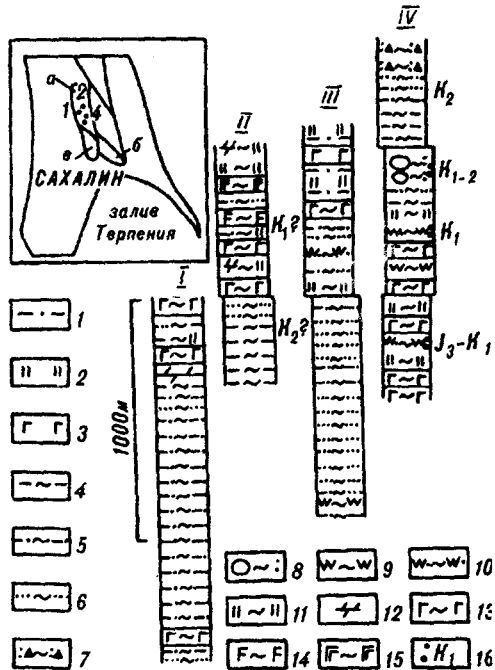


Рис. 1. Строение мезозойских вулканогенно-осадочных комплексов Абрамовского тектонического блока.

a – *в* – тектонические блоки: *a* – Абрамовский, *б* – Витницкий, *в* – Тундровский. 1 – алевролиты; 2 – силициты; 3 – массивные лавы толеитовых пород основного состава; 4–11 – парасланцы по аргиллитам (4), алевролитам (5), песчаникам (6), грейнитам с песчаниковым матриком (7), олистостроме с песчаниковым матриком (8), кремнистым аргиллитам (9), кремнистым алевролитам (10), силицитам (11); 12 – мраморизованные известняки, мраморы; 13–15 – ортосланцы по массивным лавам основного состава (13 – толеитовых, 14 – субщелочных, 15 – щелочных пород); 16 – место отбора и возраст фауны. Чередование условных обозначений на одной строке означает переслаивание соответствующих типов пород. I–IV на схеме – места расположения разрезов; I – реки Хребтовая и Старая, II – реки Гуляка и Дербыша, III – верховье р. Лангери, IV – верховья рек Житница и Лангери. I – по данным В. Ф. Евсева и др. и Э. А. Юревича и др. [6], II, III – по данным В. Ф. Евсева и др. и автора [6], IV – по данным А. В. Рихтера [11].

Наиболее древний юрско-нижнемеловой [11] кремнисто-вулканогенный комплекс в верховьях рек Житница и Лангери представлен метаморфизованными в зеленосланцевой фации эффузивами (клинопироксеновые базальты и диабазы) с маломощными прослоями апошмовых кварцитов (дербышевская свита [1]). Мощность комплекса не установлена.

Терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс занимает более высокое стратиграфическое положение. Представлен он метаэффузивами, зеленовато-серыми кварцитами и слюдястыми кварцитами по кремнистым породам, зелеными сланцами по туфотерригенным и парасланцами по глинисто-кремнистым породам, содержащим большое количество раннемеловых радиоларий (верхнелангерийская подсвита [1]). Мощность комплекса, очевидно, составляет первые сотни метров.

Кремнисто-терригенный комплекс, завершающий в этом районе разрез мезозойских отложений, сложен песчаниками (хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы), глинисто-кремнистыми и терригенными породами (кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы алевропелитовой, реже псаммитовой размерности). В составе комплекса присутствуют олистостромовые горизонты, содержащие глыбы (первые сотни метров) метаморфизованных шаровых и канатных лав, метаэффузивов, зеленых апошмовых кварцитов, зеленых сланцев с линзами метадиабазов и мраморизованных известняков (дербышевская свита [1]). По составу и структуре отложения охарактеризованного комплекса А. В. Рихтер [11] относит к верхнему мелу.

Карбонатно-кремнисто-терригенно-вулканогенный комплекс предположительно раннемелового возраста развит в районе р. Дербыша, где он представлен ортосланцами (тремолит-лотрит-хлоритовыми, тремолит-хлорит-альбитовыми, серицит-лотрит-хлоритовыми, глаукофан-стильпномелан-серицит-хлоритовыми, эпидот-тремолит-альбитовыми, альбит-лотрит-актинолитовыми), пестроцветными кварцитами, линзами флишоидно переслаивающихся серых слюдястых кварцитов с подчиненными им розово-серыми мраморами (мощность прослоев до 0,08 м) и парасланцами (клиноидзит-серицит-альбит-кварцевыми, серицит-альбит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми). Видимая мощность комплекса 450 м (дербышевская свита [1]). По данным геолого-съёмочных работ (В. Ф. Евсеев, Л. В. Никитина, В. В. Слодкевич и др.), охарактеризованный комплекс в северном направлении (бассейны рек Вальза, Гуляка) фациально замещается карбонатно-кремнисто-

вулканогенно-терригенным мощностью до 500 м, в составе которого резко преобладают филлиты и филлитовые сланцы, а ортосланцы, кварциты и мраморы приурочены к его верхней части. В то же время, в бассейне р. Гулкая в составе рассматриваемого комплекса ортосланцы резко преобладают над другими разнородными пород.

Метатерригенный песчано-глинистый (нижнелангерийская подсвита [1]) и вулканогенно-терригенный туфво-песчано-глинистый (верхнелангерийская подсвита [1]) комплексы наиболее широко распространены на рассматриваемой территории и занимают наиболее низкое структурное положение. Первый представлен темно-серыми и черными тонкочешуйчатыми филлитами с прослоями светло-серых крупночешуйчатых филлитов. В верхней части его выделяется пачка мощностью 50—60 м хлоритовых филлитов и зеленых сланцев (тремолит-серицит-альбитовых, тремолит-альбит-эпидотовых и эпидот-хлоритовых) с прослоями светло-серых и серых филлитов. Зеленые сланцы и хлоритовые филлиты образовались за счет осадочных пород, содержащих примесь пирокластического материала. Второй комплекс сложен парасланцами (серицит-альбит-кварцевыми, нередко с цоизитом или графитом) с мощными пластами (от 1 до 20—30 м) в верхней части зеленых сланцев (альбит-хлорит-кварцевых) и кварцитов. В некоторых районах (р. Хребтовая, р. Старая) в составе комплекса присутствуют редкие пласты ортосланцев (хлорит-актинолит-клиноцоизит-альбит-кварцевых, лотрит-эпидот-альбитовых, стильпномелан-альбит-актинолитовых), кварцитов и мраморов. Мощность комплексов превышает 1000 м. А. В. Рихтер [11] на основании литологического сходства рассмотренных комплексов с фаунистически охарактеризованными метатерригенными сланцами Хановского и Краснотымовского хребтов отнес их к верхнему мелу. Сделанный вывод достаточно хорошо согласуется с наблюдавшимся нами в бассейне рек Кукуй и Дербыша тектоническим перекрытием черных филлитов и филлитовых сланцев (верхнемеловых) кремнисто-вулканогенными образованиями (нижнемеловыми).

Терригенный микститовый комплекс, залегающий в виде тектонического покрова на метаморфических породах Абрамовского блока, представлен альб-сеноманскими глинистыми сланцами, рассланцованными алевролитами, полимиктовыми и граувакковыми песчаниками, среди которых присутствуют мелкие и крупные глыбы (до 200 м в поперечнике) серых и розовых яшм с юрско-раннемеловыми радиоляриями, окремненных кристаллических известняков с палеозойскими брахиоподами и эффузивов основного состава (житницкая свита [1]). Видимая мощность комплекса 600—800 м.

Витницкий тектонический блок охватывает бассейн р. Витница и водораздел р. Витница — р. Оленья. Сложен он метаморфизованными в фации зеленых сланцев терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями лангерийской и дербышевской свит вальзинской серии. По данным Ю. М. Ковтуновича [1], в рассматриваемом районе зеленые сланцы, зеленокаменные породы, метадиабазы с линзами кристаллических известняков, а также рассланцованные песчаники и филлиты распространены значительно шире, чем в Абрамовском и особенно Краснотымовском хребтах. Выполненные в Хабаровском политехническом институте определения радиологического возраста филлитов, пара- и ортосланцев из коллекции Э. А. Юревича, В. Ф. Евсеева и др. (всего 18 определений) показали более древний возраст для образцов из дербышевской свиты (225—135 млн лет, T_3 — K_1). Для одного образца слюдяного кварца из этой свиты получен возраст 44 млн лет (Р). Радиологический возраст филлитов и парасланцев из лангерийской свиты колеблется в пределах 207—87 млн лет (J_1 — K_2), при преобладании определений (7 из 14), соответствующих раннемеловому подпериоду. Для двух образцов филлитов из этой свиты получены значения 34 и 18 млн лет, что соответствует палеогеновому и неогеновому периодам. Учитывая всю неоднозначность радиологических датировок, все же можно предположить и в этом районе более древний возраст для дербышевской свиты. Закартированное более высокое структурное положение ее относительно лангерийской свиты, очевидно, следует объяснять тектоническими причинами (постседиментационными надвигами и покровами).

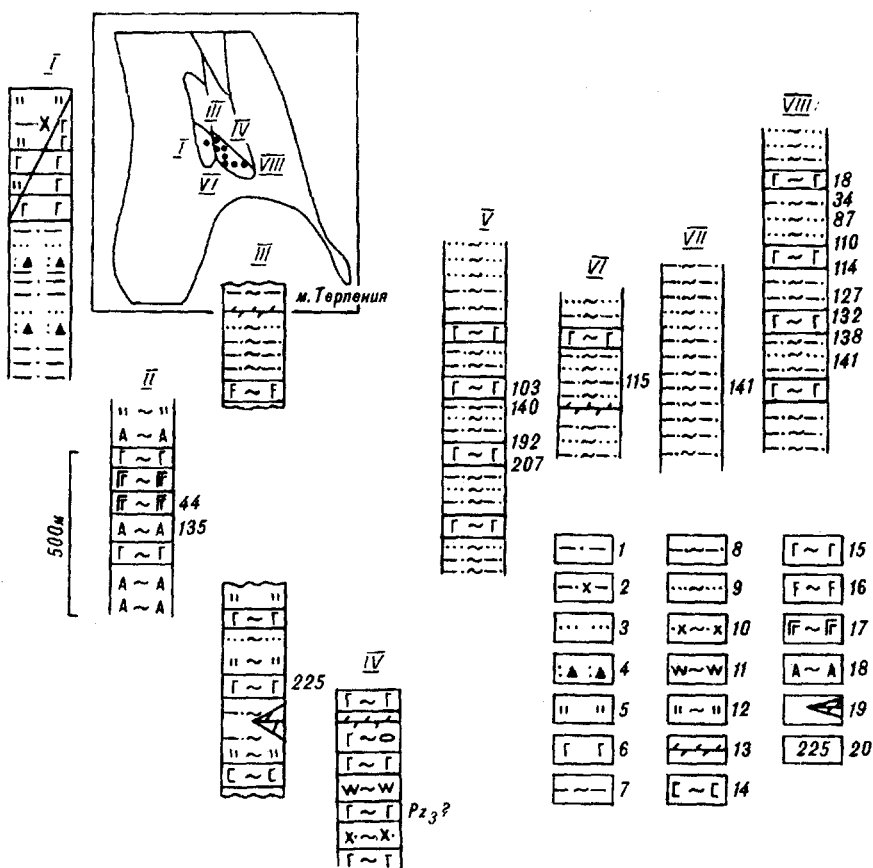


Рис. 2. Строение мезозойских вулканогенно-осадочных комплексов Витницкого и Тундровского тектонических блоков.

1 — алевролиты; 2 — туфогенные алевролиты; 3 — песчаники; 4 — грейниты с псаммитовым матриксом; 5 — силлиты; 6 — массивные лавы толеитовых пород основного состава; 7—11 — парасланцы по аргиллитам (7), алевролитам (8), песчаникам (9), туфогенным песчаникам (10), кремнистым аргиллитам (11); 12 — кварциты; 13 — мраморизованные известняки, мраморы; 14—17 — ортосланцы по ультраосновным толеитовым (14), основным толеитовым (15), основным субщелочным (16), основным щелочным (17) породам; 18 — амфибол-плагноклазовые ортосланцы; 19 — линзы пород; 20 — радиологический возраст пород. I—VIII на схеме — места расположения разрезов: I — правобережье р. Оленья и водораздел Оленья — Гулька; II — р. Водоросль; III — реки Гулька, Глянец, Выжля и г. Бажуля; IV — реки Голубиха и Выжля; V — р. Водолейка; VI — р. Дождейка; VII — р. Запивка; VIII — р. Покрышкинская. I—III, V—VIII — по данным Э. А. Юревича и др. [6], IV — по данным А. В. Рихтера [11].

А. В. Рихтером [11] в тектоническом блоке, расположенном в районе рек Голубиха и Выжля, описан разрез, представленный метаморфизованными плагиобазальтами, грубыми пирокластическими отложениями и мелководными известняками видимой мощностью более 500 м. Поскольку характер строения этого разреза не имеет аналогов среди описанных им триасово-нижнемеловых отложений, было высказано предположение об их палеозойском возрасте. Тем более, что аналогичные породы с палеозойской фауной присутствуют в глыбах и блоках из тектоногравитационных микститов.

Подводя итог изложенному, можно сделать вывод о том, что Витницкий тектонический блок также сложен преимущественно мезозойскими метаморфизованными образованиями, среди которых могут присутствовать как более древние (палеозойские), так и более молодые (палеогеновые и неогеновые) отложения.

В строении рассматриваемого блока участвуют следующие структурно-вещественные комплексы: терригенно-кремнисто-карбонатно-вулканогенный, терригенно-кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-карбонатно-терригенный, вулканогенно-терригенный и терригенный (рис. 2).

Терригенно-кремнисто-карбонатно-вулканогенный комплекс развит в районе рек Голубиха и Выжля, где, по данным А. В. Рихтера [11], он представлен расланцованными афировыми и миндалекаменными эффузивами, зелеными кварц-серицит-альбит-хлоритовыми сланцами по вулка-

нокластическим породам и пестрыми зелено-красными сланцами по глинисто-кремнистым породам (мощность пачки 200 м). Выше залегают metabазальты (50—70 м), перекрывающиеся рассланцованными бомбовыми туфами с размером бомб до 15 см в диаметре (50 м). Их перекрывают перекристаллизованные и окварцованные светло-серые известняки, на отдельных участках превращенные в кварц-карбонатные сланцы (50—80 м), и плагиоклазовые метадиабазы и metabазальты (150 м). Видимая мощность комплекса 500—600 м. Возраст — предположительно палеозойский. Сходный по набору пород комплекс развит в бассейне рек Гулька, Глянец и Выжля. Сложен он преобладающими зелеными сланцами и слюдяными кварцитами с подчиненными прослоями филлитов и филлитовидных сланцев и редкими линзами серых мраморов. Радиологический возраст тремолит-хлорит-эпидотового ортосланца (коллекция Э. А. Юревича, В. Ф. Евсеева и др.), отобранного в бассейне р. Выжля, составил 225 млн лет, что соответствует позднему триасу.

Терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс развит в левом борту р. Водоросль, где, по данным Э. А. Юревича, В. Ф. Евсеева и др., он представлен резко преобладающими в составе ортосланцами (альбит-хлорит-тремолитовыми, эпидот-лотрит-альбит-актинолитовыми, тремолит-хлорит-эпидотовыми) с редкими прослоями мощностью до 20 м metabазитов с порфиробластами пироксенов. К югу от р. Водоросль в составе комплекса заметно возрастает содержание метаспилитов, метадиабазов и метагаббро с реликтовыми структурами, появляются редкие прослои кварцитов и филлитов мощностью до 50 м. Радиологический возраст пород соответствует юре — ранне-му мелу. Мощность комплекса 500—550 м.

В районе г. Бажуля выше охарактеризованного комплекса располагается карбонатно-терригенный, сложенный тонкочешуйчатыми филлитами и парасланцами по аргиллитам, алевролитам и песчаникам с линзами мощностью до 90 м серых криптокристаллических мраморов. Вскрытая мощность комплекса 440 м. В районе р. Дождейка в составе этого комплекса преобладают парасланцы (серицит-альбит-кварцевые, серицит-кварцевые) по алевролитам и песчаникам, заметно снижаются содержание и мощность прослоев мраморизованных известняков и появляются единичные пласты ортосланцев. Вулканогенно-терригенным по составу комплекс становится в районе р. Покрышкинская, где он представлен парасланцами по алевролитам и песчаникам (слюдяно-альбит-кварцевыми, слюдяно-кварцевыми и слюдяно-альбитовыми) с маломощными прослоями актинолит-тремолит-эпидот-лотритовых ортосланцев. Видимая мощность комплекса 950 м.

Терригенный по составу комплекс на рассматриваемом стратиграфическом уровне отмечен в бассейне р. Запивка. Сложен здесь он парасланцами (серицит-альбит-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, серицит-кварцевыми) по алевролитам с редкими прослоями песчаников. Радиологический возраст охарактеризованных существенно терригенных комплексов охватывает интервал 207—18 млн лет, при преобладании определений 141—87 млн лет, что соответствует меловому периоду.

Тундровский тектонический блок располагается между реками Оленья, Житница и Пороной, а центральная его часть занята бассейном р. Тундровка. Слагающие блок мезозойские отложения Ю. М. Ковтуновичем были отнесены к остринской и хойской свитам набильской серии [1]. А. В. Рихтер [11] по строению разрезов и составу пород сопоставил их с верхнемеловыми толщами Мерейско-Тымовской зоны. На западе блока позднемеловые отложения структурно-несогласно перекрыты угленосной верхнедудьской и вулканогенной лиманской свитами. Узкая полоса лиманской свиты прослеживается вдоль восточного тектонического контакта его с Витницким блоком. В районе тектонического контакта с Абрамовским блоком рассматриваемые отложения осложнены Светловской зоной серпентинитового меланжа, по поверхности пологого надвига перекрывающего песчано-глинистые отложения маруямской свиты миоцен-плиоценового возраста [9].

В строении Тундровского блока принимают участие терригенный песчано-глинистый и карбонатно-терригенно-вулканогенно-кремнистый комплекс (см. рис. 2).

Терригенный комплекс в бассейне р. Оленья представлен темно-серыми алевролитами и мелкозернистыми и среднезернистыми полевошпатово (30—35 %) - кварцевыми (50—55 %) песчаниками и грейнитами с включениями обломков алевролитов, яшм и эффузивов (нижнеостринская подсвета по Э. А. Юревичу, В. Ф. Евсееву и др.). Вскрытая мощность комплекса 500 м.

На правобережье р. Оленья охарактеризованный комплекс перекрыт карбонатно-терригенно-вулканогенно-кремнистым, в составе которого резко преобладают серые, реже сургучные яшмы, афировые и мелкокристаллические базальты и диабазы с редкими маломощными прослоями туфоалевролитов и единичными линзами серых криптозернистых известняков (верхнеостринская подсвета по Э. А. Юревичу, В. Ф. Евсееву и др.). В районе тектонического контакта с Абрамовским блоком терригенный комплекс представлен темно-серыми и черными филлитами по алевролитам, сменяющимися выше по разрезу серыми и зеленовато-серыми метапесчаниками, на отдельных участках рассланцованными и перекристаллизованными в бластомилониты. По данным А. В. Рихтера [11], песчаники состоят из обломков пород вулканогенно-яшмового комплекса, а также в отдельных местах они содержат обломки (2—10 мм) черных алевролитов, плагиоклазов и кварца. При приближении к зоне разлома терригенные породы преобразуются в сланцы, сначала тонколистоватые, затем — плейчатые. Переход от алевролитов, кремнистых алевролитов и песчаников к филлитам и сланцам в первом приближении кажется постепенным, но в структурном отношении является дискретным, что обусловлено плотностью развития маломощных тектонических срывов, возрастание которой сопровождается изменением степени текстурного и минерального преобразования пород.

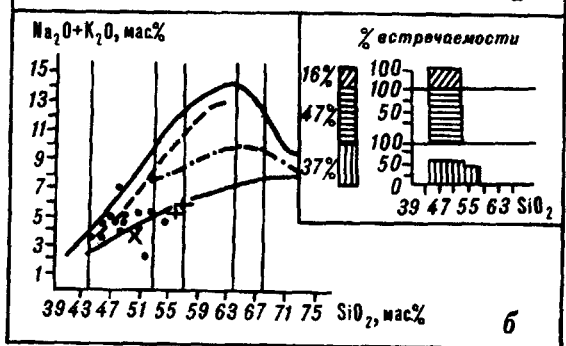
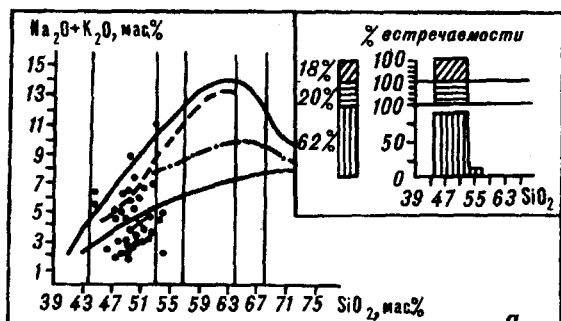
Условия формирования отложений. Терригенно-кремнисто-карбонатно-вулканогенный состав наиболее древних палеозойско-триасовых ($Pz_3?$ — T_3) комплексов, развитых в Витницком блоке, позволяет восстановить для периода их формирования палеогеографическую обстановку открытого бассейна с интенсивным подводным вулканизмом и незначительным терригенным осадконакоплением. В юрское — раннемеловое время на рассматриваемой территории существует седиментационный бассейн с контрастными условиями осадконакопления. На западе Витницкого и востоке Абрамовского блоков в пределах локальной зоны проявляется активный подводный вулканизм и накапливаются кремнистые и карбонатные отложения в относительно глубоководной обстановке при полном отсутствии привноса терригенного материала. На остальной территории Витницкого блока (если считать радиологические данные достоверными) располагается менее глубоководная часть бассейна с рассеянным вулканизмом и довольно интенсивным терригенным осадконакоплением. Появление среди альб-сеноманских отложений олистостром свидетельствует об активизации в это время тектонических процессов, сопровождающихся перемещением надвиговых пластин. В результате отмеченных тектонических событий терригенное осадконакопление охватывает всю площадь рассматриваемых тектонических блоков. До конца позднемелового времени продолжается рассеянный подводный вулканизм. В районах его проявления с наибольшей интенсивностью происходит накопление кремнистых отложений, а на участках дна, приподнятых выше уровня карбонатной компенсации, образуются известняки.

Петрохимическая характеристика магматических пород. В геологической литературе магматические породы рассматриваемых тектонических блоков описаны как разнообразные ортосланцы, metabазальты, метаспилиты, метадиабазы, метагаббро и амфиболиты, являющиеся типичными представителями спилитодиабазовых ассоциаций [1, 8, 12, 13]. Отмечено, что мощность отдельных тел ортопород достигает 200 м, но чаще всего составляет 3—5 м. Обычно это согласные пластовые залежи и силлы. Мощность отдельных тел амфиболитов достигает 100—150 м. Осуществленный в перечисленных работах анализ химического состава metabазитов сформировал у этих исследователей мнение о толеитовом составе первичных базальтоидов.

Выполненными исследованиями установлено, что по петрохимическому и нормативному составам магматические породы, развитые как в Абрамов-

Рис. 3. Распространенность, характер дифференциации и положение на классификационной диаграмме «кремнезем — щелочи» вулканических серий:

а — Абрамовского, б — Витницкого тектонических блоков. 1—3 — серии пород: 1 — толеитовая, 2 — субщелочная, 3 — щелочная; 4 — составы вулканических пород; 5 — метагаббро-долериты; 6 — метадiorиты; 7—9 — границы полей: 7 — субщелочных пород, 8 — щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, 9 — щелочных пород, содержащих щелочные амфиболы и пироксены.



ском, так и в Витницком тектонических блоках, образуют слабодифференцированные толеитовую, субщелочную и щелочную серии. Распространенность выделенных серий в геологическом разрезе, а также соотношение внутри каждой из них между основными и средними дифференциатами, оцененные по частоте встречаемости, показаны на рис. 3. При этом установлено, что в Абра-

мовском блоке наиболее широко развиты толеитовые, а в Витницком блоке — субщелочные породы. Обращает на себя внимание практически полное совпадение характера дифференциации и распространенности в разрезе серий пород, обнаруженных в Абрамовском блоке в коренном залегании (см. рис. 3) и в глыбах терригенного микститового комплекса [6]. Это может свидетельствовать о равномерном разрушении в альб-сеноманское время надвиговой пластины, сложенной неметаморфизованными породами, по составу аналогичными метаморфическим породам, обдуцированной на Абрамовский тектонический блок после завершения активных магматических и, возможно, метаморфических процессов в рассматриваемом районе. Для характеристики вулканических пород Тундровского блока использовано два опубликованных химических анализа [6, 8, 12].

При выполнении экспедиционных исследований на территории Абрамовского блока нами были встречены разнообразные ортосланцы, метабазалты, метадолериты, метагаббро-долериты, соответствующие по нормативному составу базальтам, оливиновым и толеитовым базальтам, габбро-долеритам, гавайитам, оливиновым гавайитам и гавайит-долеритам, кварцевым андезитобазальтам толеитовой серии, оливиновым гавайитам субщелочной серии, щелочным гавайитам и лейцитовым фонотефритам щелочной серии (табл. 1). Здесь же при изучении состава вулканических пород из глыб терригенного микститового комплекса были отобраны толеитовые базальты и гиалобазальты (толеитовые кварцевые базальты и кварцевые гавайиты по нормативному составу). На территории Витницкого блока были встречены породы толеитовой серии, представленные метабазалтами, метадолеритами, метагаббро-долеритами, породы субщелочной серии, представленные гиалокластитам метабазалтов, метадолеритами, щелочными метабазалтами, и породы щелочной серии, представленные щелочными ортосланцами (табл. 2). Детальное петрохимическое описание, а также нормативные составы перечисленных разновидностей пород, вычисленные по методу А. Ритмана [10], приведены в работе [6].

По нормативному составу все коренные вулканические породы, развитые в Абрамовском блоке, являются лейкократовыми, реже — мезократовыми.

Модальный состав вулканических пород

Серия	Разновидности пород	Q	Pl	Px	Hbl	Act	Glph
I	Метабазальты (базальты)		12	14		15	
	Ортосланцы						
	Ортосланцы (оливиновые базальты)	5	5—20	3—15		20—35	
	Ортосланцы (толеитовые базальты)	5	20	15		20	
	Ортосланцы (оливиновые гавайиты)		28	5		8	
	Метагаббро-долериты (габбро-долериты)		30			10	
	Ортосланцы (гавайиты)		30		15	15	
	Метадолериты (оливиновые гавайит-долериты)		20	5		25	
	Ортосланцы (кварцевые андезитобазальты)	12	35		15		25
II	Ортосланцы (оливиновые гавайиты)		5—45	0—10		0—15	
III	Ортосланцы (щелочные гавайиты)	5	50				
	Ортосланцы (лейцитовые фонотефриты)		15				14

Примечание. Q — кварц, Pl — плагиоклаз, Px — пироксен, Hbl — роговая обманка, Act — актинолит, титанит, лейкоксен, Mgt — магнетит, Il — ильменит, Ap — апатит. В скобках приведены названия пород по норматив-

Модальный состав магматических пород

Серия	Разновидности пород	Q	Fsp	Pl	Px	Ol	Act
I	Метагаббро-долериты (габбро-долериты)						
	Метабазальты (кварцсодержащие гавайиты)			20	20		5
	Метадолериты (диориты)			40	5		8
II	Метабазальты, метагиалокластиты (оливиновые гавайиты)			15—17	20—30		5
	Метадолериты (кварцсодержащие гавайит-долериты)	10	10	25			
	Метабазальты (муджиериты)	10		10			
	Щелочные метабазальты (оливиновые муджиериты)			27	30	3	15
III	Ортосланцы (нефелиновые тефриты)						
	Ортосланцы (оливиновые мелате-фрифонолиты)	7		30			
		7		8			

Примечание. Ol — оливин, Fsp — калиевый полевой шпат. Остальные условные обозначения и

Apd	Mc, Hms	Chl	Tn	Mgt	Il	Ap	Структуры, текстуры
55			3				Бластопорфировые, лепидогранобластовые
35—40			5—10				Бластопорфировые, гранонематобластовые, фибробластовые, микроплойчатые
35			5				Бластопорфировые, лепидогранобластовые, плейчатые
34		15	10				Бластопорфировые, гранонематобластовые
30	Ед.	10	20				Гранолепидобластовые
20		13	7				Пойкилобластовые, субофитовые, призматически-зернистые
20		15	15				Бластопорфировые, гранолепидобластовые
20		8	8	2			Офитовые, лепидогранобластовые
8	25		7				Гранонематолепидобластовые, полосчатые
7—60	0—5	15—30	0—20		0—7	Ед.	Бластопорфировые, пойкилобластовые, лепидогранобластовые, очковые
10	38	35 5	10 15	2		Ед.	Бластопорфировые, лепидогранобластовые Гранонематолепидобластовые

Glph — глаукофан, Apd — эпидот, цоизит, пумпеллит, Mc — мусковит, Hms — гидрослюда, Chl — хлорит, Tn — ному составу.

Витницкого тектонического блока, %

Apd	Mc, Hms	Bi	Chl	Tn	Mgt	Ap	Структуры, текстуры
15	15		15	5	5		Реликтовые долеритовые, гранобластовые, нематобластовые, лепидобластовые
10	5		20 7	35	7	Ед.	Бластопорфировые, лепидогранобластовые, очковые, сланцеватые Субофитовые, пойкилоофитовые
13—15	0—10	3—5	10—12	6—8	4—7		Реликтовые пойкилоофитовые, бластопорфировые, гранолепидобластовые
20	10	20	5 17 5	15 20 20	10 13	5	Бластопорфировые, лепидогранобластовые Лепидогранобластовые, нематобластовые, пойкилобластовые Реликтовые, олигофитовые, апоинтерсральные
20			15	15	13		Лепидогранобластовые, нематобластовые
10	25		5	25	20		Лепидогранобластовые, нематобластовые, пойкилобластовые

пояснения см. в примечании к таблице 1.

Породы толеитовой серии большей частью являются бескварцевыми, реже содержат нормативный кварц и лишь в единичном случае — нормативный нефелин. Нормативные полевые шпаты в них представлены исключительно плагиоклазами от основного олигоклаза до основного лабрадора, при преобладании нормативного андезина. Нормативный оливин в толеитовых породах отсутствует или содержится в небольших количествах. Нормативные пироксены в них представлены авгитом, диопсидом, субкальциевым авгитом и гиперстеном. В разновидностях, пересыщенных глиноземом, появляются нормативные кордиерит и шпинель. В субщелочных и щелочных породах распространены разновидности с нормативным нефелином и санидином, реже лейцитом. Нормативные плагиоклазы в них представлены преимущественно андезином, при подчиненном содержании кислого олигоклаза и кислого лабрадора. Нормативные пироксены в них представлены диопсидом, титан-авгитом, авгитом и гиперстеном, при этом титан-авгит чаще встречается в щелочных породах. Нормативный оливин является характерным минералом для субщелочных пород, в щелочных породах он встречается значительно реже. Среди щелочных пород исключительно редко встречаются разновидности с нормативным биотитом или кордиеритом. Характерными нормативными минералами для толеитовых и субщелочных пород являются рудные магнетит и ильменит, а для щелочных пород, кроме того, акцессорный апатит.

Среди толеитовых вулканических пород из терригенного микститового комплекса по особенностям нормативного состава отчетливо выделяются две группы [6]. Первая группа базальтов содержит нормативный санидин, оливин и, иногда, нормативный нефелин. Более высокие содержания этих же компонентов наблюдаются также в субщелочных и щелочных породах, что позволяет рассматривать отмеченные нормативные материалы в качестве родственных для всех трех серий рассматриваемых пород. Характерным признаком для второй группы толеитовых пород является присутствие в них нормативного кварца при одновременном отсутствии всех перечисленных выше нормативных минералов. Аналогов этим породам среди субщелочной и щелочной серий не установлено. Нормативные плагиоклазы в толеитовой серии представлены преобладающим андезином, лабрадором и битовнитом, в субщелочной серии — олигоклазом, в щелочной серии — олигоклазом, андезином и лабрадором. Распределение нормативных рудных и акцессорных минералов в рассматриваемых сериях аналогичное установленному для коренных метавулканитов Абрамовского блока.

По нормативному составу толеитовые породы Витницкого блока являются лейкократовыми и, очень редко, меланократовыми [6]. Довольно часто они содержат нормативный кварц, но иногда — нормативный нефелин. Нормативные полевые шпаты в толеитовых породах представлены основным олигоклазом и андезином и, очень редко, санидином. Нормативные пироксены в них представлены авгитом, исключительно редко гиперстеном или титан-авгитом. Повышенные содержания нормативного оливина отмечаются, как правило, в бескварцевых разновидностях пород. Субщелочные породы Витницкого блока по нормативному составу являются исключительно лейкократовыми, и, как правило, бескварцевыми. Содержание нормативного нефелина в них достигает 6 %. Нормативные плагиоклазы в них представлены андезином — кислым лабрадором. В некоторых разновидностях, кроме того, присутствует нормативный санидин. Нормативные пироксены в субщелочных породах представлены диопсидом, авгитом, гиперстеном и титан-авгитом. Нормативный оливин присутствует во всех бескварцевых разновидностях пород. Щелочные породы рассматриваемого тектонического блока по нормативному составу являются мезократовыми, содержащими нормативные нефелин, санидин. Нормативные плагиоклазы в них представлены основным олигоклазом и лабрадором, а нормативные пироксены — титан-авгитом и диопсидом.

Вычисление нормативного состава для двух образцов вулканических пород Тундровского тектонического блока показало, что один из них по нормативному составу соответствует плагиоандезиту, а второй — оливиновому гавайиту [6]. Некоторое различие между нормативными составами

Химический состав магматических пород Абрамовского и Витницкого тектонических блоков, %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Толейтовые серии</i>												
1	51,35	1,04	14,66	4,01	7,58	0,16	4,10	13,70	3,08	0,28	0,04	2
2	<u>49,92</u> 1,64	<u>1,08</u> 0,31	<u>14,20</u> 1,25	<u>2,24</u> 1,56	<u>9,69</u> 1,26	<u>0,18</u> 0,03	<u>4,34</u> 0,89	<u>15,81</u> 1,24	<u>2,47</u> 0,59	<u>0,02</u> 0,02	<u>0,05</u> 0,02	8
3	49,68	1,05	14,65	1,01	10,57	0,20	6,35	13,96	2,48	0,02	0,03	1
4	49,68	2,24	15,80	4,24	8,34	0,15	8,99	6,80	3,08	0,01	0,66	2
5	51,01	1,82	15,42	0,99	10,70	0,21	8,42	6,92	4,12	0,01	0,39	2
6	46,89	2,76	14,40	3,10	7,81	0,16	8,76	13,58	2,24	0,19	0,11	1
7	51,14	0,96	17,88	0,68	9,90	0,13	6,98	8,14	4,10	0,01	0,08	1
8	53,43	1,47	14,64	0,65	9,37	0,16	7,41	8,38	4,34	0,01	0,15	1
9	53,63	1,52	14,26	1,60	7,08	0,06	9,52	7,30	4,64	0,04	0,35	1
10	53,99	1,49	16,10	0,01	8,63	0,15	6,25	11,08	2,06	0,01	0,24	1
11	50,83	2,18	12,82	5,43	5,47	0,13	5,95	14,05	2,92	0,01	0,21	1
12	50,19	2,80	16,17	2,90	7,98	0,16	5,05	13,08	1,35	0,11	0,21	1
13	54,52	2,18	13,75	1,97	6,98	0,17	6,77	8,66	4,28	0,46	0,26	1
14	50,64	2,23	19,84	3,90	6,89	0,18	2,77	9,21	3,80	0,34	0,20	1
15	53,80	2,23	16,94	1,55	6,15	0,13	5,17	9,14	4,26	0,40	0,23	1
16	55,88	0,62	16,61	1,36	7,97	0,15	6,50	5,02	5,71	0,09	0,10	2
<i>Субщелочные серии</i>												
17	<u>49,99</u> 2,16	<u>2,60</u> 0,44	<u>18,28</u> 1,70	<u>4,09</u> 2,08	<u>6,30</u> 0,50	<u>0,12</u> 0,06	<u>6,47</u> 3,15	<u>6,26</u> 2,38	<u>4,54</u> 1,69	<u>0,99</u> 0,76	<u>0,24</u> 0,10	3
18	48,28	3,49	17,36	5,01	7,45	0,18	4,12	9,51	3,39	0,89	0,32	1
19	<u>46,82</u> 2,03	<u>2,92</u> 0,33	<u>18,65</u> 2,08	<u>4,49</u> 2,35	<u>8,96</u> 2,06	<u>0,21</u> 0,03	<u>5,53</u> 0,81	<u>7,95</u> 1,48	<u>3,61</u> 0,44	<u>0,51</u> 0,28	<u>0,35</u> 0,11	4
20	52,68	3,04	17,20	5,38	7,01	0,14	2,94	5,79	5,46	0,13	0,23	1
21	46,82	3,50	17,94	9,13	2,53	0,18	2,47	12,20	3,41	1,49	0,33	1
22	48,88	2,00	17,75	2,22	8,60	0,19	7,40	7,36	4,22	1,02	0,37	2
<i>Щелочные серии</i>												
23	48,77	4,19	17,67	2,23	11,38	0,18	1,71	5,21	6,12	0,02	2,52	1
24	50,04	1,83	18,94	4,09	2,92	0,10	5,49	6,57	3,02	5,66	1,34	1
25	45,62	2,85	16,26	8,35	2,38	0,11	1,90	17,76	4,26	0,30	0,21	1
26	48,48	3,42	10,82	11,89	1,73	0,17	8,65	7,32	3,50	3,51	0,51	1

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ИМГиГ ДВО РАН. Аналитики: Л. Г. Воронова, А. Н. Слащева, Е. Н. Нефедова, Л. В. Шарейкая, Э. В. Гранник, Л. Г. Пинчук. 1—10, 17, 23, 24 — коренные породы Абрамовского блока; 11—13 — микститы Абрамовского блока; 14—16, 18—22, 25, 26 — коренные породы Витницкого блока. 1, 15 — метабазальты; 2—5, 8, 10 — ортосланцы; 6, 16 — метадиабазы; 7, 14 — метабазо-долериты, метабазо-диабазы; 9 — метадолериты; 11 — толейтовые базальты; 12 — толейтовые кварцевые базальты; 13 — кварцевые гвайиты; 17, 18 — субщелочные ортосланцы; 19 — гялокластиты субщелочных метабазальтов; 20—22 — субщелочные метадиабазы; 23—26 — щелочные ортосланцы.

вулканических пород Витницкого и Тундровского блоков выражено в том, что среди рудных минералов в первых из них преобладают ильменит, а во вторых — магнетит.

Химический состав магматических пород, отобранных нами при полевых работах на территории Абрамовского и Витницкого тектонических блоков, приведен в табл. 3 (полностью анализы помещены в [6]).

Общей особенностью химического состава всех пород Абрамовского блока является их высокая железистость. По химическому составу среди толейтовых пород рассматриваемого блока отчетливо выделяются две группы. Первая — умереннотитанистые, низко- и умеренномагнезиальные, высококальциевые породы, вторая — высокотитанистые, умеренно- и высокомагнезиальные, умереннокальциевые породы. Содержания перечисленных компонентов в субщелочных породах подвержены менее заметным колебаниям. В целом, им присущи умеренная и высокая магнезиальность, кальциевость

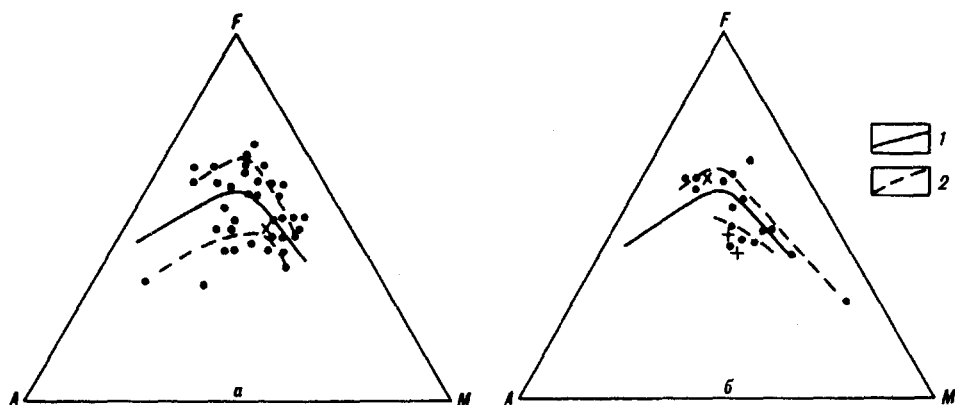


Рис. 4. Диаграмма AFM для вулканических серий:

а — Абрамовского, *б* — Витницкого тектонических блоков. 1 — линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий по Т. Ирвину и В. Барагару, 2 — тренды дифференциации вулканических серий. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

и калиевость. Щелочные породы этого блока характеризуются низкими и умеренными концентрациями магния и повышенными концентрациями калия и фосфора. Среди наименее измененных вулканических толеитовых пород, слагающих глыбы в микститах Абрамовского блока, по особенностям химического состава также выделяются две группы: 1) умереннотитанистые, высокоглиноземистые, 2) высокотитанистые, низкоглиноземистые породы. Близкие между собой по химическому составу субщелочные и щелочные породы микститов характеризуются повышенными концентрациями титана, натрия, калия и фосфора и переменными — низкими и умеренными — концентрациями магния. По петрохимическим коэффициентам [6] толеитовые породы Абрамовского блока являются мезократовыми и меланократовыми, умеренно- и низкоглиноземистыми, субщелочные породы — высоко-, умеренно- и низкоглиноземистыми, мезократовыми, щелочные породы — умеренно-, высоко- и низкоглиноземистыми, мезо-, лейко- и меланократовыми. По соотношению щелочей толеитовые породы принадлежат исключительно к натриевой серии, субщелочные породы — к калиево-натриевой и натриевой сериям, щелочные породы — к калиево-натриевой, калиевой и натриевой сериям.

К наиболее характерным особенностям химизма, присущим всем сериям Витницкого блока, следует отнести значительные вариации концентраций практически всех петрогенных окислов [6]. При этом, наиболее ярко отмеченная особенность проявлена в породах толеитовой серии. В породах субщелочной и щелочной серий более стабильными становятся содержания окиси титана и суммарного железа. По значениям петрохимических коэффициентов породы толеитовой серии являются лейко-, мезо- и меланократовыми, низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми, принадлежащими к натриевой и калиево-натриевой сериям; породы субщелочной серии — мезо- и меланократовыми, умеренно- и высокоглиноземистыми, также принадлежащими к натриевой и калиево-натриевой сериям; породы щелочной серии — лейко- и меланократовыми, низко- и высокоглиноземистыми, принадлежащими к натриевой и калиевой сериям.

Судя по имеющимся данным [6], вулканические породы Тундровского блока являются низко- и умереннотитанистыми, лейко- и мезократовыми, умеренно- и высокоглиноземистыми и принадлежат к калиево-натриевой серии.

На основной классификационной диаграмме «кремнезем — щелочи» (см. рис. 3) отчетливо видно, что ощутимую дифференциацию, сопровождающуюся образованием средних пород, испытала лишь толеитовая магма Абрамовского и Витницкого блоков. Дифференциация субщелочной и щелочной магм сопровождалась формированием основных пород различной кислотности. Судя по имеющимся данным, дифференциация толеитовой магмы Тундровского блока была более значительной, так как она сопровождалась образованием пород (плагиоандезитов) с содержанием кремнезема около 64 %.

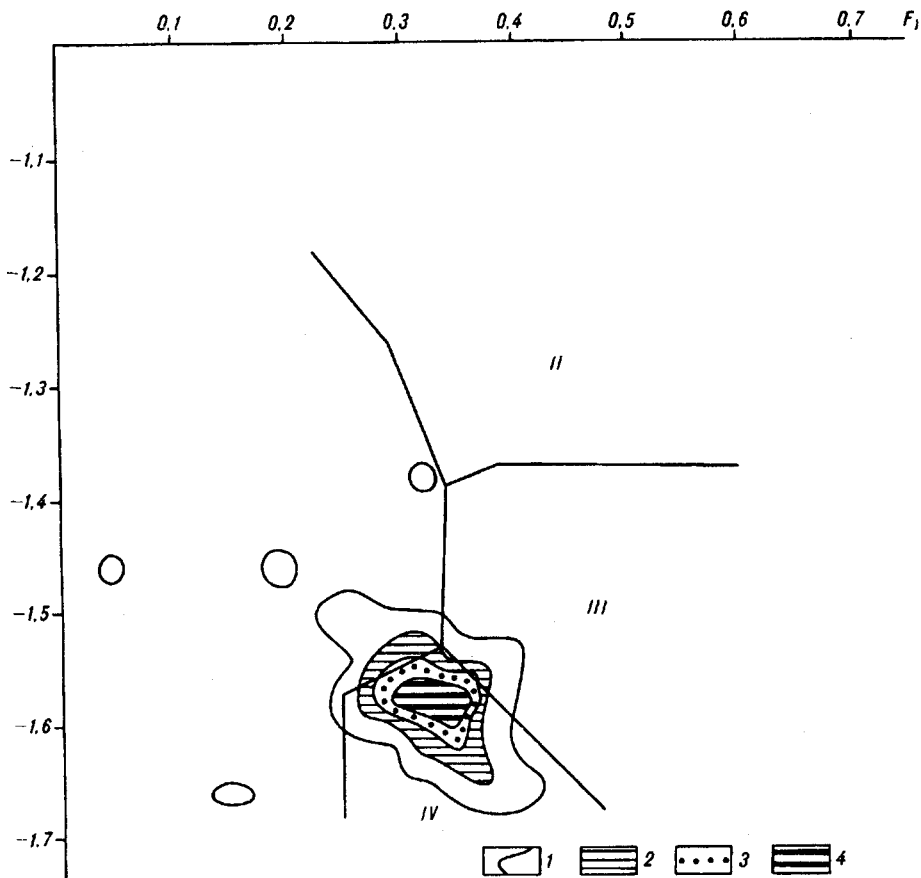


Рис. 5. Факторная диаграмма [14] составов магматических пород Абрамовского и Витницкого тектонических блоков.

Значения факторов: $F_1 = 0,0088\text{SiO}_2 - 0,0744\text{TiO}_2 + 0,0102\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,0066\text{FeO} - 0,0017\text{MgO} - 0,0143\text{CaO} - 0,0155\text{Na}_2\text{O} - 0,0007\text{K}_2\text{O}$; $F_2 = 0,013\text{SiO}_2 - 0,0185\text{TiO}_2 - 0,0129\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,0134\text{FeO} - 0,03\text{MgO} - 0,204\text{CaO} - 0,0481\text{Na}_2\text{O} + 0,0715\text{K}_2\text{O}$. Поля составов пород: I — внутриплитовых базальтов (континентальные и океанические островные базальты), II — шюшонитов, III — островодужных базальтов (известково-щелочных и низкокальциевых), IV — базальтов океанического дна и задуговых бассейнов. Оконтурены области с количеством проектируемых точек в единичном квадрате (%): I — от 2 до 4, 2 — от 4 до 6, 3 — от 6 до 8, 4 — от 8 до 10.

На диаграмме AFM (рис. 4) породы Абрамовского и Витницкого блоков образуют два тренда дифференциации. Один тренд в области толеитовых, а второй — в области известково-щелочных пород. В первом случае феннеровская тенденция дифференциации выражена более отчетливо.

Содержания микроэлементов в магматических породах Абрамовского и Витницкого блоков приведены в табл. 4. Как следует из этой таблицы, выделенные серии отчетливо различаются между собой лишь по содержанию рубидия и бария. Толеитовые и субщелочные серии отличаются от щелочных по содержанию стронция, ванадия и кобальта. Субщелочные и щелочные серии отличаются от толеитовых по содержанию большей части приведенных в табл. 4 элементов: скандия, хрома, никеля, галлия, иттрия, циркония, ниобия, тантала, лантана и редких земель. Приведенные данные свидетельствуют о возможном генетическом родстве субщелочных и щелочных серий, развитых на территории изученных тектонических блоков. В то же время, при рассмотрении особенностей фракционной кристаллизационной дифференциации магматических расплавов, происходившей при образовании толеитовых пород Абрамовского блока [6], обнаружено проявление двух самостоятельных трендов дифференциации для таких компонентов, как магний, кальций, хром, а также двух тенденций в изменении железо-магниевого отношения. Менее отчетливые различия проявлены также в вариациях концентраций железа, алюминия, кобальта, скандия, ванадия, никеля, циркония, лития и иттрия. Все это может свидетельствовать о существовании в рассматриваемом районе двух самостоятельных толеитовых

Содержание микроэлементов в магматических породах

Номер образца	Li	Rb	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co
<i>Толeutовые</i>								
1	$\frac{94-17}{13,2}$	$\frac{0-12}{6}$	$\frac{90-370}{230}$	$\frac{30-100}{65}$	$\frac{50-50}{50}$	$\frac{250-330}{290}$	$\frac{150-190}{170}$	$\frac{27-38}{32,5}$
2	$\frac{7,7-11}{9,1}$	0	$\frac{120-200}{160}$	$\frac{30-80}{40}$	$\frac{36-50}{46,2}$	$\frac{220-340}{272}$	$\frac{77-170}{107,4}$	$\frac{35-46}{39,4}$
3	14	0	100	50	50	370	200	30
4	$\frac{16-61}{38,5}$	0	$\frac{200-700}{450}$	$\frac{30-70}{50}$	$\frac{40-60}{50}$	$\frac{170-350}{310}$	$\frac{40-66}{53}$	$\frac{33-45}{39}$
5	$\frac{34-35}{34,5}$	0	$\frac{200-600}{400}$	$\frac{30-70}{50}$	$\frac{35-37}{36}$	$\frac{220-280}{250}$	$\frac{46-100}{73}$	$\frac{33-43}{38}$
7	22	0	160	30	23	330	80	40
9	24	0	50	30	58	330	62	30
10	34	0	1200	40	38	140	150	24
14	47	0	160	60	12	150	110	25
<i>Субцелочные</i>								
17	$\frac{34-39}{36,5}$	$\frac{10-58}{34}$	$\frac{200-450}{325}$	$\frac{240-500}{370}$	$\frac{26-36}{31}$	$\frac{190-250}{220}$	$\frac{110-120}{115}$	$\frac{21-60}{40,5}$
19	$\frac{34-40}{37}$	$\frac{0-10}{5}$	$\frac{320-380}{350}$	$\frac{180-210}{195}$	$\frac{20-20}{20}$	$\frac{180-200}{190}$	$\frac{21-31}{26}$	$\frac{12-15}{13,5}$
20	25	0	300	320	29	250	35	20
<i>Щелочные</i>								
23	23	0	200	40	28	240	5	26
24	51	67	1600	1800	14	110	25	16
25	15	0	1000	120	28	140	20	12
26	18	61	940	680	37	130	15	10

Примечание. Анализы выполнены в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции. Исполнители: ская, М. Ф. Родькин, Т. В. Долинова, Т. Ф. Федосова. Воспроизводимость количественных определений: Cr, Ni — 5 г/г; В числителе пределы концентраций, в знаменателе — средние значения. Названия пород см. в табл. 3.

магм с различными начальными кислотностями расплавов и уровнями содержаний упомянутых выше компонентов.

Петрогеохимические критерии тектонической природы магматических образований. Осуществленные выше палеогеографические реконструкции свидетельствуют о существовании в рассматриваемом районе обширного бассейна с локальной зоной интенсивного подводного вулканизма, к западу и востоку от которой происходит активное терригенное осадконакопление и проявляется рассеянный вулканизм. Ниже мы рассмотрим соответствие петрохимических особенностей магматических пород восстановленным для них по геологическим данным условиям образования.

Имеющиеся в нашем распоряжении петрогеохимические данные позволяют высказать суждение о тектонической природе магматических пород только Абрамовского и Витницкого тектонических блоков. Как хорошо видно на факторной диаграмме Дж. Пирса [14] (рис. 5), основные области сгущения точек составов коренных магматических пород рассматриваемых блоков, а также вулканических пород из глыб терригенного микститового комплекса располагаются, главным образом, в поле, характерном для базальтов океанического дна и задуговых бассейнов, и, в меньшей степени, в пределах полей, присущих внутриплитовым (океаническим и континентальным) и островодужным базальтам. Установленные особенности распределения петрохимических данных свидетельствуют, на наш взгляд, с одной стороны, о единой тектонической природе магматических образований рассматриваемых блоков, с другой, — о разрушении в период формирования терригенного микститового комплекса неметаморфизованных вулканических пород, главным образом, аналогичных по составу и тектонической природе глубокометаморфизованным образованиям. Если сравнить расположение виртуальных точек составов магматических пород Абрамовского и Витницко-

Абрамовского и Витницкого тектонических блоков, г/т

Ni	Ga	Y	Zr	Nb	Ta	La	TR ₂ O ₃	n
<i>серии</i>								
$\frac{40-52}{46}$	$\frac{15-16}{15,5}$	$\frac{12-31}{21,5}$	$\frac{50-50}{50}$	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{0,6-0,7}{0,65}$	0	$\frac{90-100}{95}$	2
$\frac{53-70}{56,8}$	$\frac{13-16}{14,2}$	$\frac{10-22}{14,6}$	$\frac{30-70}{52}$	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{0,6-1,1}{0,75}$	0	$\frac{50-80}{68}$	5
63	14	12	50	14	0,6	0	140	1
$\frac{30-45}{37,5}$	$\frac{16-19}{17,5}$	$\frac{24-49}{36,5}$	$\frac{110-150}{130}$	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{0,6-0,6}{0,6}$	0	$\frac{120-130}{125}$	2
$\frac{38-52}{45}$	$\frac{14-16}{15}$	$\frac{24-28}{26}$	$\frac{90-120}{105}$	$\frac{14-14}{14}$	$\frac{0,6-0,7}{0,65}$	0	$\frac{120-120}{120}$	2
38	17	10	90	14	0,6	0	98	1
50	14	14	110	14	0,6	0	98	1
60	15	15	100	14	1,0	0	100	1
100	30	10	150	21	1,6	30	210	1
<i>серии</i>								
$\frac{50-53}{51,5}$	$\frac{17-20}{18,5}$	$\frac{31-38}{34,5}$	$\frac{150-160}{155}$	$\frac{14-28}{21}$	$\frac{0,9-1,2}{1,05}$	0	165	2
$\frac{10-15}{12,5}$	$\frac{40-48}{44}$	$\frac{20-20}{20}$	$\frac{310-340}{325}$	$\frac{28-35}{31,5}$	$\frac{2,3-2,3}{2,3}$	$\frac{30-30}{30}$	$\frac{360-360}{360}$	2
24	42	30	180	28	1,3	30	210	1
<i>серии</i>								
15	22	61	330	55,9	4,1	0	300	1
22	16	22	290	49	3,6	0	340	1
5	45	10	330	28	2,6	30	340	1
15	59	30	440	14	2,3	30	490	1

Г. М. Карасева, Л. Н. Бусахина, Л. И. Чижилова, Л. Г. Малинина, В. М. Стрункина, С. К. Шипина, Т. И. Цен-
 V, Co, Sc — 3 г/т; Ga — 1 г/т; Li — 0,5 г/т; Ta — 0,8 г/т; Y, TR₂O₃ — 10 г/т; Zr, Nb — 20 г/т; Ba, Sr, La — 30 г/т.

го блоков с расположением на аналогичных диаграммах пород изученных ранее различных районов Сахалина [2—6], то описываемые породы можно отнести в равной степени и к океаническим, и к окраинно-морским образованиям.

Рассмотрение геохимических диаграмм [7] (рис. 6) в целом подтверждает вывод, сделанный на основании анализа петрохимических данных. Двойственная — океаническая и окраинно-морская — природа изученных образований отчетливо проявлена также на геохимических корреляционных диаграммах Zr/Ti, Ti/Cr, V/Cr, Ba/Sr. Однако, на диаграммах Co/Ni, Ba/Sr, V/Cr, Zr/Ti корреляционные отношения элементов в большей степени соответствуют установленным для магматических пород Сахалинского окраинного моря [3]. Наблюдаемое на диаграмме K/Ti смещение виртуальных точек составов пород в область океанического тренда, очевидно, связано с частичным выносом калия в процессе метаморфизма. Учитывая восстановленную палеогеографическую обстановку образования структурно-вещественных комплексов Абрамовского и Витницкого тектонических блоков, мы приходим к выводу о формировании изученных магматических пород в обстановке окраинного моря, рассеченного рифтом, магматизм экстрезивной зоны которого по петрогеохимическим особенностям был весьма сходен с океаническим. Фрагмент этой древней экстрезивной зоны в настоящее время располагается на востоке Абрамовского и юго-западе Витницкого блоков.

Заключение. Выполненными исследованиями в строении складчато-блоковой и чешуйчато-надвиговой структуры Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков установлены следующие структурно-вещественные комплексы: терригенно-кремнисто-карбонатно-вулканогенный (Pz₃?), кремнисто-вулканогенный (T₃ — K₁), терригенно-кремнисто-вулка-

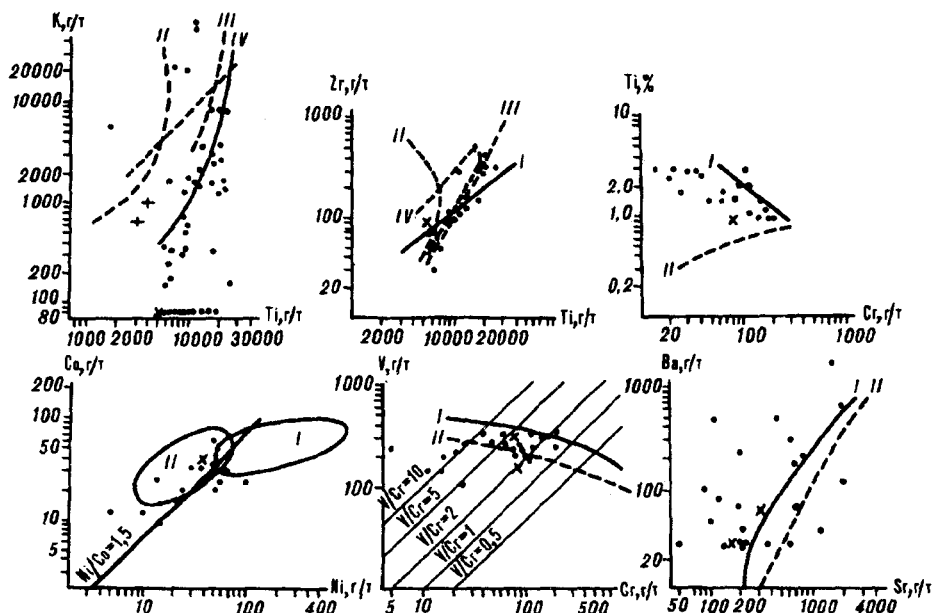


Рис. 6. Индикаторные корреляционные отношения микроэлементов для магматических пород Абрамовского и Витницкого тектонических блоков.

I-IV — тренд или поле составов пород: I — океанов, II — островных дуг, III — континентальных рифтов, IV — платформенных областей. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

ногенные (J — K₁, K₁), карбонатно-кремнисто-терригенно-вулканогенный (K₁?), карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенный (K₁?), терригенный микститовый (K₁₋₂), карбонатно-терригенный (K₁ — K₂), вулканогенно-терригенные (K₁ — K₂, K₂), кремнисто-терригенный (K₂), метатерригенный (K₂), терригенные (K₂), карбонатно-терригенно-вулканогенный (K₂).

Установлено, что в палеозойско-триасовое время в пределах Витницкого блока существовал бассейн открытого типа с локальным активным подводным вулканизмом и с незначительным терригенным осадконакоплением. В юрское — раннемеловое время на территории Витницкого и Абрамовского тектонических блоков существует седиментационный бассейн типа окраинного моря с контрастными условиями осадкообразования. На западе Витницкого и востоке Абрамовского блоков в экструзивной зоне рифта проявляется активный подводный вулканизм и накапливаются кремнистые и карбонатные осадки в относительно глубоководной обстановке при полном отсутствии привноса терригенного материала. На остальной территории Витницкого блока располагается менее глубоководная часть бассейна с рассеянным вулканизмом и довольно интенсивным терригенным осадконакоплением. Рассеянный подводный вулканизм и интенсивное терригенное осадконакопление в поздне меловое время происходят на всей рассматриваемой площади.

Выяснено, что магматические породы Абрамовского и Витницкого тектонических блоков образуют толеитовые, субщелочные и щелочные слабо дифференцированные серии с резким преобладанием в каждой из них пород основного состава. Установлены и охарактеризованы особенности модального, нормативного и химического состава пород выделенных серий. Обращено внимание на практически полное совпадение характера дифференциации и распространенности в разрезе серий пород, обнаруженных в коренном залегании и в глыбах терригенного микститового комплекса, что может свидетельствовать о разрушении в альб-сеноманское время при образовании микститового комплекса надвиговой пластины, сложенной неметаморфизованными вулканическими породами, аналогичными по составу динамометаморфизованным породам.

Выполненный анализ геологических, петрографических, петрохимических и геохимических данных позволил отнести магматические породы Абрамовского и Витницкого тектонических блоков к окраинно-морским

образованиям площадного типа и рифтогенным образованиям линейной экстррузивной зоны, расщелившей мезозойское окраинное море. Показано, что по петрохимическим особенностям магматические породы экстррузивной зоны весьма сходны с современными внутриплитовыми магматическими океаническими породами. Реконструировано местоположение фрагментов этой древней экстррузивной зоны мезозойского рифта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 33. — М.: Недра, 1970.
2. Гранник В. М. Петрохимические особенности метабазитов сусунайского метаморфического комплекса (Южный Сахалин) // Тихоокеан. геология. — 1986. — № 4. — С. 37—48.
3. Гранник В. М., Пискунов Б. Н., Стафеева Г. Н. Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова. — Южно-Сахалинск, 1989.
4. Гранник В. М. Петрогеохимическая характеристика магматических комплексов Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы. — Южно-Сахалинск, 1990.
5. Гранник В. М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Таулан-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов. — Южно-Сахалинск, 1991.
6. Гранник В. М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков. — Южно-Сахалинск, 1991.
7. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
8. Метаморфические комплексы острова Сахалин/Г. С. Гнибиденко, А. Е. Егоров, М. П. Егорова и др. — Южно-Сахалинск, 1969. (Труды СахКНИИ; Вып. 22).
9. Речкин А. И. Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. — Владивосток, 1984. — С. 102—120.
10. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: метод пересчета с дополнениями В. Готтини, У. Хьюреса, Г. Пихлера, Р. Стенгелина. — М.: Мир, 1975.
11. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. — М.: Наука, 1986. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).
12. Семенов Д. Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). — М.: Наука, 1982.
13. Шапкина В. П. Петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина // Метаморфические комплексы Востока СССР/ДВГИ ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1973. — С. 142—160.
14. Pearce J. A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts // J. Petrol. — 1976. — V. 17, N 1. — P. 15—43.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
10 августа 1992 г.

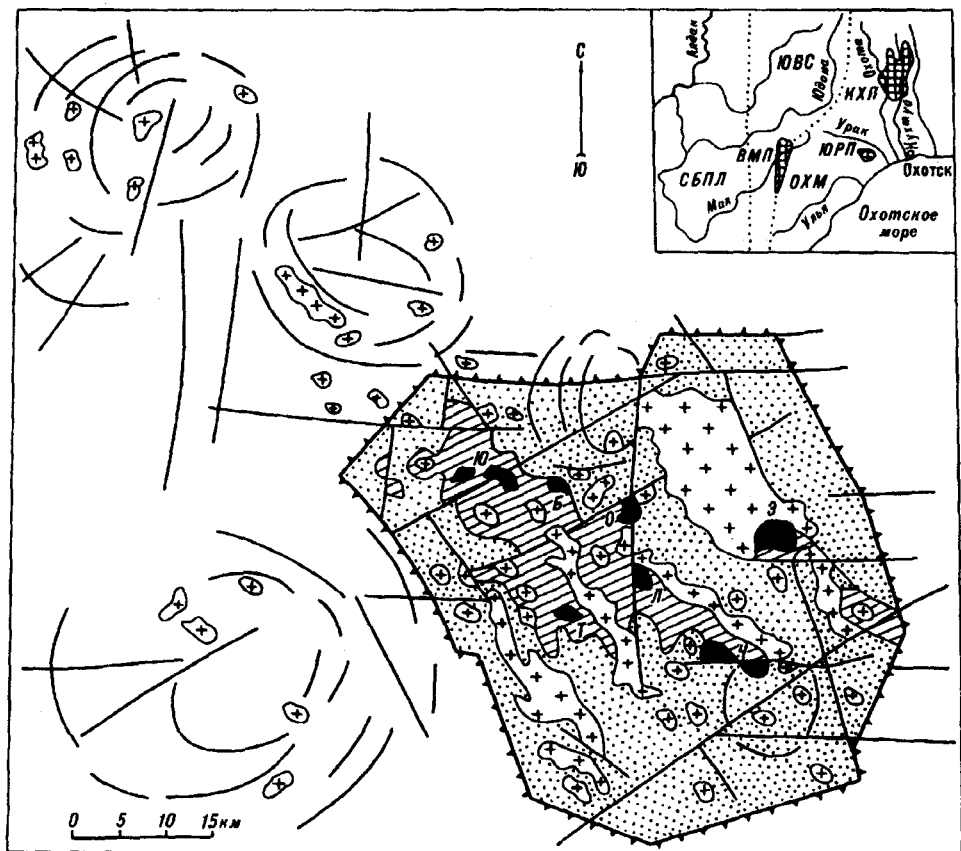
УДК 552.163:551.71/72:550.41:550.93

В. К. Кузьмин

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮРОВСКОГО ПОДНЯТИЯ (Охотский массив)

На основании детальных петрологических исследований (изучены петрографические шлифы, химические составы метаморфических пород и минералов, сделаны определения абсолютного возраста цирконов) в пределах кристаллического фундамента ЮРП выделено два главных комплекса метаморфических пород, различающихся по времени и условиям образования: архейский комплекс гранулитов и раннепротерозойский комплекс гнейсов и мигматитов амфиболитовой фации метаморфизма. Формирование их происходило в режиме глубинного петрогенезиса путем последовательного замещения ранних комплексов более поздними.

На юго-западе Охотско-Чукотского вулканического пояса в восточной части Ульяновского прогиба, выполненного преимущественно мезо-кайнозойскими вулканитами, расположено Юровское поднятие (ЮРП), которое является одним из трех выступов кристаллического фундамента и квазиplatformенного чехла Охотского срединного массива. ЮРП имеет в плане угловатую форму, по длинной оси, ориентированной в северо-западном



Тектоническая схема Юровского поднятия.

1-3 - структурные этажи: 1 - верхнемезозойско-кайнозойский (а - в пределах Ульяновского прогиба, б - в пределах Юровского поднятия), 2 - рифейско-нижнемезозойский, 3 - архейско-нижнепротерозойский; 4 - меловые интрузивные комплексы гранитов, гранодиоритов и диоритов; 5 - границы Юровского поднятия; 6 - крупные линейные разломы; 7 - системы радиально-кольцевых разломов. Тектонические блоки кристаллического фундамента: Ю - Юровский; Б - Безымянный; Т - Левотолмостский; О - Оглыктский; Л - Луктурский; Ч - Чильчиканский; Э - Эффузивный. На врезке: ОХМ - Охотский массив; ЮВС - Южно-Верхоянский синклиорий; СБПЛ - Сибирская платформа; ВМП, ХХП, ЮРП - Верхнемайское, Кухтуйское и Юровское поднятия (заштрихованы).

направлении, достигает 60 км при ширине в поперечнике до 40 км (см. рисунок). Оно представляет собой сложно построенную горстовую структуру, состоящую из системы тектонических блоков, вытянутых преимущественно в северо-западном и субширотном направлениях. Обилие разноориентированных разрывных нарушений обусловило мозаичный (мелкоблоковый) характер ее строения. В разрезе поднятия выделяются три структурных этажа, разделенные крупными перерывами и угловыми несогласиями.

Нижний дорифейский структурный этаж (кристаллический фундамент) выходит на поверхность в виде мелких (0,5—3,0 км²) тектонических блоков различной конфигурации и представлен сложнодислоцированными метаморфическими породами — гнейсами, мигматитами, основными кристаллическими сланцами, кальцифирами, мраморами и прорывающими их гранитоидами.

Среднерифейско-триасовый структурный этаж занимает центральную часть ЮРП, отчетливо удлинена в северо-западном направлении и сложена полого дислоцированными неметаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами общей мощностью до 5 км, которые с резким угловым несогласием перекрывают более древние образования. Рифейско-триасовые толщи представляют собой чехол Охотского массива.

Верхний структурный этаж слагает периферию ЮРП и представлен субгоризонтально залегающими меловыми и палеогеновыми вулканитами

Охотско-Чукотского пояса, мощность которых в пределах ЮРП не превышает 0,5 км. Все образования (кроме палеогеновых) прорваны меловыми интрузиями кислого, среднего и основного состава.

Дорифейские кристаллические образования, слагающие фундамент ЮРП, изучены наиболее слабо. Незначительные размеры блоков кристаллических пород, их слабая обнаженность и раздробленность не позволяют не только составить их последний разрез, но нередко даже и однозначно установить характер стратиграфических взаимоотношений с перекрывающимися неметаморфизованными рифейскими толщами. Широкое распространение наложенных процессов низкотемпературного диафореза, дислокационного и контактового метаморфизма, гидротермально-метасоматических изменений весьма осложняет петрологические исследования. Полученный при тематических исследованиях, геолого-съемочных и поисковых работах масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000 фактический материал не отражает с достаточной полнотой общих особенностей структуры, вещественного состава, генезиса и возраста метаморфических образований и не позволяет расшифровать геологическое строение и эволюцию кристаллического фундамента ЮРП. Так, например, за последние годы было выполнено более двадцати К — Аг-определений абсолютного возраста по гнейсам и гранитам фундамента, которые показали широкий разброс значений от 64 до 1030 млн лет с незначительным максимумом в 700 млн лет (данные В. Г. Королькова, А. И. Плотникова, Ю. И. Никитина, Б. Р. Григоряна). Попытки некоторых исследователей приводить эти результаты в качестве доказательства времени формирования вулканогенно-осадочных и магматических пород или возраста их метаморфизма не правомочны, а опирающиеся на эти цифры петрогенетические построения не корректны. Чтобы восполнить в какой-то мере этот пробел нами были проведены геолого-петрологические исследования кристаллических образований ЮРП. Их результаты, а также данные предыдущих исследователей [1] положены в основу настоящей статьи. Ниже приводится краткое описание строения отдельных тектонических блоков ЮРП.

В нижнем течении рек Левая и Правая Юровка расположены два выхода метаморфических пород площадью 1,0 и 2,5 км², слагающие Юровский тектонический блок. Здесь развиты светло-серые и зеленовато-серые массивные и полосчатые, иногда сложнотекстурированные, плейчатые средне- и крупнозернистые кальцифиры, среди которых наблюдаются отдельные тела, прослои и линзы мраморов, амфиболитов, диопсид-роговообманковых кристаллосланцев, биотитовых и роговообманковых плагиогнейсов, редко двуполовошпатовых мигматитов. Среди кальцифиров отмечаются амфибол-диопсид-гиперстеновые разновидности [1], а также прослои гранатовых и гиперстеновых гнейсов (данные Ю. И. Никитина). В единичных коренных обнажениях гнейсовидность и полосчатость в мигматитах имеют преимущественно моноклиальное падение на северо- и юго-запад под углом 10—30°. Среди метаморфических образований в виде послойных инъекций постоянно присутствуют мясо-красные и розовые массивные крупнозернистые граниты и аляскиты в количестве до 5—10 %. Кристаллические породы фундамента с отчетливым угловым несогласием перекрывает толща неметаморфизованных кварцитов и сланцев, полого (5—10°) падающих на юг и юго-восток.

Безымянный блок площадью 0,5 км² расположен по правому борту р. Правая Юровка в 10 км выше ее устья и сложен биотитовыми и роговообманковыми плагиогнейсами, чередующимися с плагиоклаз-роговообманковыми кристаллосланцами. В единственном обнажении полосчатость и гнейсовидность метаморфических пород полого (20—30°) падает на северо-восток. Граниты и аляскиты редки, образуют согласные и секущие маломощные (до 0,5 м) жилы, инъецирующие гнейсы, и составляют не более 10 %.

Левотолмотский блок (1,5 км²) находится на хребте между двумя левыми притоками р. Левый Толмот в ее нижнем течении. Здесь из-под рифейской толщи кварцитов, сланцев и известняков выступают крупноглыбовые делювиальные развалы биотит-роговообманковых мигматитов с хорошо выраженным полосчатым строением. Мезократовые прослои субстрата мощностью от 2 до 50 см сложены зеленовато-серыми, розовато-серыми однородными

среднезернистыми биотитовыми и роговообманковыми плагиогнейсами, реже двуполевошпатовыми гнейсами. Лейкократовая составляющая мигматитов представлена среднезернистым гранитом с биотитом. Мощность прослоев неосомы варьирует от 1 см до 1,5 м. Часто отмечаются согласные или секущие жилы сходных по составу, но более крупнозернистых гранитов мощностью до 20—45 см. Преобладают граниты розового цвета, но встречаются разновидности мясо-красного и реже светло-серого цвета. Текстура гранитов весьма изменчива — более характерны массивные, но обычные и в различной степени разгнейсованные разновидности, вплоть до появления типичных гнейсогранитов. Зернистость в гранитах варьирует от средне- до крупнозернистой; наблюдались и пегматоидные разновидности. Для всех пород Левотолмского блока характерно широкое развитие наложенных процессов хлоритизации и эпидотизации, приводящих к образованию хлорит-эпидотовых бластомилонитов-диафторитов.

Оглыкитский блок, расположенный в верховьях р. Оглыкит, состоит из четырех разобщенных выходов и занимает площадь в 2,5 км². В пределах блока доминируют биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, изредка встречаются диопсид-роговообманковые кристаллосланцы и двуполевошпатовые гнейсы и мигматиты. Отмечаются согласные и секущие жилы аляскитов и гранитов в количестве до 15—20 %.

Луктурский блок находится в верховьях р. Луктур, где на площади в 3 км² обнажены метаморфические породы и прорывающие их граниты, перекрытые рифейскими песчаниками и сланцами. Для этого блока характерно широкое (не менее 30—40 %) развитие гранитов, а на некоторых участках граниты преобладают над метаморфическими образованиями. Последние представлены роговообманковыми и диопсид-роговообманковыми двуполевошпатовыми кристаллосланцами и гнейсами; биотитовые разновидности редки. На юго-западном склоне высотной отметки 990,6 м встречены делювиальные глыбы крупнозернистых микроклинсодержащих мраморов белого цвета. Граниты представлены лейкократовыми крупнозернистыми аляскитами красного и розового цвета, массивного и гнейсовидного сложения; несколько реже отмечаются граниты белого цвета. Широко развиты, особенно в периферийных частях Луктурского блока, процессы катаклаза, милонитизации и окварцевания пород кристаллического фундамента, приводящие к образованию разнообразных по строению и составу катаклазитов и милонитов.

Чильчиканский тектонический блок расположен в среднем течении р. Чильчикан и состоит из трех выходов площадью от 0,8 до 2 км². Геологическое строение всех трех выходов сходно и характеризуется чередованием метаморфических пород и гранитов с некоторым преобладанием последних. В единичном скальном выходе по правому борту р. Чильчикан гнейсовидность и полосчатость в мигматитах ориентированы вертикально с азимутом простирания 60—70°. Наиболее распространены биотит-двуполевошпатовые гнейсы и мигматиты, значительно реже отмечаются прослои и линзы биотитовых и диопсидовых плагиогнейсов, диопсид-роговообманковых кристаллосланцев и гнейсов, гранат-диопсид-калишпатовых кальцифиров. Комплекс метаморфических образований насыщен (40—50 %) согласными и секущими телами и жилами гранитов и аляскитов мощностью от десятков сантиметров до нескольких десятков метров, которые представлены как массивными, так и разгнейсованными разновидностями.

Тектонический блок Эффузивный площадью в 3 км² расположен в верховьях одноименного ручья. По данным В. Г. Королькова [1] и других исследователей, этот блок сложен аляскитами и гранитами при подчиненном развитии биотит-двуполевошпатовых мигматитов и гнейсов. В единичных случаях наблюдались линзовидные прослои микроклин-диопсид-роговообманковых кристаллосланцев.

Из приведенных описаний геологического строения отдельных блоков ЮРП следует, что установить структурный план метаморфических толщ и составить достоверный стратиграфический разрез дорифейских образований не представляется возможным. Поэтому нами было проведено детальное

Химический состав метаморфических пород Юровского поднятия, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,92	30,56	7,83	46,42	51,60	56,89	63,33	60,53	63,31	69,86	69,29
TiO ₂	1,19	0,25	0,06	0,40	0,34	2,41	1,33	0,66	0,74	0,46	0,34
Al ₂ O ₃	15,60	6,44	1,50	13,51	15,03	15,63	14,19	14,68	15,74	13,85	13,78
Fe ₂ O ₃	3,64	0,42	0,52	2,77	2,48	1,75	2,23	1,70	2,36	1,21	1,14
FeO	6,87	1,88	0,36	6,87	4,99	2,73	2,60	3,75	2,17	2,17	2,31
MnO	0,19	0,03	0,03	0,22	0,18	0,08	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05
MgO	4,96	4,69	1,94	14,66	9,66	3,00	1,67	2,96	2,59	2,07	4,09
CaO	10,24	36,22	50,27	8,87	8,71	6,62	4,57	4,40	4,60	0,93	1,09
Na ₂ O	3,21	1,03	0,53	2,27	3,33	6,57	6,19	5,39	5,30	2,44	2,14
K ₂ O	2,39	1,43	0,25	0,86	1,39	1,51	2,41	1,36	1,13	4,93	4,15
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,05	0,11	0,08	1,81	0,81	0,22	0,32	0,07	0,05
П. п. п.	2,29	17,24	37,24	3,69	2,83	1,06	1,11	2,76	2,22	1,76	2,32
Сумма	100,68	100,23	100,51	100,64	100,63	100,08	100,50	100,50	100,53	99,78	100,70
σ	2,90	2,93	2,78	2,91	2,84	—	2,67	2,70	2,71	2,60	2,62
κ	730	5	10	90	570	—	550	2900	2300	10	5

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3: ПЛ — плагиоклаз, МИ — микроклин, КШ — калиевый полевой шпат, КВ — кварц, РО — роговая обманка, ДИ — диопсид, ЭП — эпидот, ГР — гранат, КА — кальцит, БИ — биотит, ХЛ — хлорит, МТ — магнетит, ИЛМ — ильменит, АП — апатит. 1, 3, 6, 7 — Луктурский блок; 2, 4, 5, 8—11 — Чильчанский блок. 1—3: комплекс гранулитов: 1 — кристаллосланец ПЛ+РО+ДИ+(ГИ), № 110/1; 2 — кальцифир КА+ДИ+(ГР+КШ), № 21896; 3 — мрамор КА ± (МИ+ДИ+ЭП), № 109. 4—11: Гнейсомигматитовый комплекс: 4, 5 — кристаллосланец ПЛ+РО, № 22116/2, № 22116/3; 6 — амфиболит мигматизированный и диафторированный ПЛ+РО±(БИ+КВ+КШ+СФ+АП), № 7785/3; 7 — плагиогнейс диафторированный ПЛ+КВ+РО+(ЭП+КШ+СФ+АП), № 4789/3; 8, 9 — плагиогнейс ПЛ+КВ+РО±(БИ+ХЛ), № 22018, № 22019; 10 — мигматит полочатый ПЛ+КШ+КВ+БИ+(ХЛ), № 21894; 11 — гнейс ПЛ+КШ+КВ+РО, БИ ± (ХЛ), № 21895/1. σ — плотность, г/см³, κ — магнитная восприимчивость, ед. СГС. Химические составы метаморфических пород определялись в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ, рентгеноспектральный силикатный анализ СРМ-25. Аналитик Б. Г. Цимощенко.

петрологическое изучение пород кристаллического фундамента ЮРП, в результате чего удалось выделить несколько разновозрастных комплексов метаморфических образований.

Архейский структурно-вещественный комплекс сложен разнообразными кристаллосланцами, гнейсами и кальцифирами гранулитовой фации метаморфизма, которые в виде немногочисленных прослоев, будин, небольших участков неправильной формы наблюдаются среди преобладающих пород амфиболитовой фации. Их химический состав приведен в табл. 1. Породы этого комплекса по аналогии со сходными образованиями Кухтуйского поднятия могут быть разделены на два подкомплекса: нижнеархейский, представленный породами субфации двупироксеновых гранулитов, и верхнеархейский, сложенный роговообманковыми гранулитами.

Для нижнеархейского подкомплекса наиболее типичны двупироксеновые и гиперстен-плагиоклазовые кристаллосланцы, установленные нами в 170 км к северу, на Кухтуйском поднятии и имеющие возраст более 3,3 млрд лет [2], но на ЮРП подобные породы пока не обнаружены. Однако в Юровском блоке, по данным И. К. Мухомора (1963 г.), Ю. И. Никитина (1984 г.) и В. Г. Королькова [1], среди основных кристаллосланцев встречены участки, сложенные гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитами), а в толще амфибол-диопсидовых кальцифиров отмечаются редкие маломощные прослои и линзы двупироксеновых кальцифиров. Последние имеют зеленовато-серый цвет, массивное сложение, равномерно-зернистую гранобластовую структуру. На фоне преобладающей массы неправильных зерен кальцита размером 0,5—1 мм наблюдаются более крупные (0,6—2 мм) короткопризматические кристаллы гиперстена (10—16 %) и диопсида (5—9 %). Отмечаются редкие таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата (2—5 %) и плагиоклаза (1—3 %). Акцессорный минерал представлен сфеном.

Эндербит — светло-серого цвета, со слабо выраженной гнейсовидной текстурой и среднезернистой гранобластовой структурой. Минеральный состав: гиперстен (6—10 %), диопсид (2—6), олигоклаз-андезин (45—60), кварц (30—35 %), единичные зерна калиевого шпата, буро-зеленой роговой обманки и чешуйки красно-коричневого биотита. Изредка отмечаются мелкие линзочки (0,5—2,8 мм), сложенные агрегатом зерен основного плагиоклаза. Акцессорные минералы — титаномагнетит, апатит, циркон.

Химические составы минералов из метаморфических пород кристаллического фундамента Юровского поднятия

Обра- зец	Минерал	Зона	Оксид										
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
110/1	РО	ц-1	40,19	2,08	10,18	5,32	16,49	0,50	8,31	11,91	1,27	1,80	98,06
		ц-2	39,97	2,05	10,84	5,80	16,19	0,32	8,01	10,97	1,81	2,09	98,06
		к-1	39,49	1,69	11,17	6,48	16,67	0,24	7,46	11,06	1,84	1,96	98,06
		к-2	40,96	1,56	10,46	4,98	16,60	0,35	8,22	11,44	1,38	2,10	98,05
		ц-1	50,77	0,31	1,36	1,37	14,04	0,35	9,51	21,95	0,33	—	99,99
	ДИ	ц-2	50,90	0,33	1,07	2,14	12,83	0,77	9,73	21,71	0,52	—	99,99
		к-1	52,03	—	—	0,32	13,19	0,40	9,98	24,07	—	—	99,99
		к-2	51,34	—	0,57	2,99	11,44	0,52	10,42	22,12	0,57	—	99,99
	ПЛ	n = 4	59,77	—	25,44	0,08	0,08	—	—	7,24	7,40	0,12	100,09
	КШ	ц n = 2	64,53	0,36	18,35	—	—	—	—	0,28	1,19	15,21	99,92
		к n = 2	66,56	—	18,56	—	—	—	—	—	3,10	12,04	99,95
	ИЛМ	n = 2	0,90	48,56	0,06	21,84	23,18	4,64	0,06	0,48	0,22	0,04	99,99
	21896	ДИ	ц n = 2	52,63	0,24	1,16	1,99	3,02	—	15,31	25,63	—	—
к n = 2			53,91	—	—	0,40	5,40	—	14,86	25,42	—	—	99,99
ГР (кР/з)		ц n = 3	38,73	0,33	18,32	5,99	—	—	—	26,60	—	—	99,98
		к n = 3	38,83	—	18,34	6,47	—	—	—	36,36	—	—	99,99
КШ		ц n = 2	64,65	0,52	18,29	—	—	—	—	0,20	—	16,50	100,16
МИ		ц n = 2	64,51	0,64	18,15	—	—	—	—	0,26	—	16,50	100,12
ЭП	ц n = 2	38,51	—	23,56	11,45	1,12	—	—	23,32	—	0,06	98,10	
21116/2	РО	ц-1	45,20	0,59	9,90	6,73	5,10	—	15,59	12,06	1,36	1,39	97,93
		ц-2	45,40	0,74	10,01	7,51	4,36	—	15,52	11,67	1,41	1,30	97,92
		ц-3	45,11	0,37	10,27	6,76	4,63	—	15,86	12,07	1,69	1,17	97,92
		ц-4	45,63	0,40	9,95	6,62	4,13	0,32	16,05	11,68	1,94	1,20	97,92
		к-1	45,82	0,26	10,01	4,53	6,01	0,46	15,66	12,33	1,67	1,20	97,93
		к-2	46,62	0,31	10,10	6,59	4,25	0,34	15,55	11,76	1,16	1,24	97,91
		к-3	45,60	0,62	9,88	6,55	4,86	0,41	15,45	12,31	0,99	1,25	97,92
		к-4	45,64	—	9,99	7,30	4,33	—	15,93	12,27	1,35	1,11	97,92
	ПЛ	n = 4	65,76	—	21,56	—	—	—	—	2,19	10,50	—	100,00
4789/3	РО	ц	41,42	0,42	9,13	5,47	17,85	0,52	8,02	11,44	2,12	1,67	98,07
		к	42,21	—	8,55	7,28	16,58	0,35	8,36	11,21	2,05	1,46	98,05
	ПЛ	n = 2	65,26	—	21,63	0,12	—	—	—	2,76	10,21	—	99,99

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
	ПЛ2	n = 2	67,66	—	20,38	—	—	—	—	0,60	11,23	0,17	100,04	
22018	РО	ц	43,33	2,16	9,30	6,57	8,08	0,58	13,37	11,27	1,88	1,43	97,97	
		к	4,51	2,24	9,45	4,97	9,59	0,62	12,95	11,82	1,56	1,28	97,97	
	БИ	ц	34,61	3,49	15,15	12,31	6,85	0,26	17,26	0,40	0,31	5,25	95,90	
	ХЛ	n = 2	28,85	0,29	17,10	—	22,63	0,59	18,80	0,25	—	—	87,92	
	ПЛ	n = 2	60,54	—	24,48	0,20	—	—	—	6,38	7,95	0,36	99,91	
	КШ	n = 2	64,43	0,37	19,05	—	—	—	—	0,35	1,59	14,24	100,03	
	МТ	ц	0,52	—	—	70,96	27,54	—	—	—	0,97	—	99,99	
22019	РО	ц	43,40	2,15	10,26	5,93	9,42	—	12,54	11,35	1,43	1,49	97,97	
		к	43,67	2,03	9,81	6,19	9,24	0,29	12,54	11,06	1,78	1,35	97,97	
	БИ	ц	37,12	4,63	14,45	0,11	13,54	0,41	17,52	0,52	—	7,62	95,92	
	ПЛ	n = 4	60,27	—	25,46	0,17	—	—	—	6,33	7,73	0,52	100,48	
21894 палеосома	БИ	ц	35,48	3,43	16,36	—	22,17	0,40	10,55	0,17	0,32	7,54	96,11	
		ПЛ	n = 2	65,92	—	21,67	—	—	—	—	1,75	10,30	0,42	100,06
	КШ	ц	64,16	0,35	18,24	—	—	—	—	—	0,35	0,92	15,79	99,81
		к	64,62	—	18,05	—	—	—	—	—	0,30	0,61	16,28	99,85
21894 неосома	КШ	ц	64,80	0,42	18,22	—	—	—	—	—	0,39	16,25	100,08	
		к	64,36	—	18,29	—	—	—	—	—	0,22	0,52	16,43	99,82
	ПЛ	n = 2	64,48	—	23,17	0,12	0,05	—	—	—	0,77	9,40	1,97	99,96

Примечание. «ц», «к» — центр и край зерна с индексом замера; n — число замеров; ДИ — диопсид, РО — роговая обманка, ГР — гранит, ЭП — эпидот, БИ — биотит, ХЛ — хлорит, ПЛ — плагиоклаз, КШ — калиевый шпат, МИ — микроклин, ИЛМ — ильменит, МТ — магнетит. Образцы 110/1, 109 и 789/3 отобраны из Луктурского блока, остальные — из Чильчinkanского блока. Химические составы минералов определялись на микроанализаторе «Камебакс» на ППД в автоматическом режиме РДР-11 в лаборатории микрозондового анализа ВСЕГЕН и пересчитывались на кристаллохимические формулы по катионному методу И. Д. Борнеман-Старынкевич. Аналитик Н. Г. Ляпичев.

Минеральные парагенезисы двупироксеновых кальцифиров и эндербитов соответствуют наиболее высокотемпературной части гранулитовой фации метаморфизма — субфации двупироксеновых гранулитов. Редкие зерна буро-зеленой роговой обманки и красно-коричневого биотита, иногда отмечаемые в этих породах, отчетливо замещают пироксен и образовались в результате наложения более поздних метаморфометасоматических процессов, проявленных здесь лишь в зачаточном виде. Формирование нижнеархейского подкомплекса происходило более 3,3 млрд лет назад в условиях ареального незоонального регионального метаморфизма двупироксеновой субфации гранулитовой фации.

К верхнеархейскому структурно-вещественному подкомплексу относятся кристаллосланцы, гнейсы, кальцифиров низкотемпературной части гранулитовой фации — субфация роговообманковых гранулитов. Широко распространенные в Юровском и эпизодически встречающиеся в Луктурском блоке кальцифиров имеют светло-серый цвет, массивную, пятнистую, полосчатую текстуру и среднезернистую гранобластовую структуру. Породообразующие минералы распределены крайне неравномерно, и на отдельных участках шлифа наблюдается преобладание либо кальцита, либо агрегата гранат-диопсидовых зерен, либо калиевого полевого шпата. Кальцит представлен неправильными зернами размером от 0,3 до 0,8 мм. Диопсид развит в виде мелких короткопризматических кристаллов размером 0,1—0,3 мм или представлен более крупными (до 3—5 мм), но раздробленными зернами. Химический состав (табл. 2) мелких и крупных зерен клинопироксена близок и в целом соответствует магнезиальному салиту $\text{Ca}_{1,01}(\text{Mg}_{0,83}\text{Fe}_{0,15}\text{Ti}_{0,01})_{0,99}(\text{Al}_{0,02}\text{Si}_{1,98})_{2,00}\text{O}_6$. В крупных зернах наблюдается хи-

мическая зональность — от центра к периферии зерен уменьшается содержание Al_2O_3 , TiO_2 , MgO и возрастает ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$). Мелкие зерна салита по химическому составу близки к краевым зонам крупных кристаллов, характерно полное отсутствие в них Al_2O_3 и TiO_2 . Гранат образует крупные кристаллы округлой формы, которые содержат многочисленные включения зерен кальцита, калиевого полевого шпата, реже диопсида. Иногда отмечаются скопления мелких зерен (0,05—0,1 мм) граната в виде цепочек и каемок на контакте калиевого полевого шпата и кальцита. Все разновидности граната соответствуют гроссуляру — $\text{Ca}_{3,00}(\text{Fe}_{0,36}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,63})_{2,00}(\text{Al}_{0,02}\text{Si}_{2,98})_{3,00}\text{O}_{12}$. Калиевый полевой шпат ($\text{K}_{0,97}\text{Ca}_{0,01}\text{Ti}_{0,02}$) $_{1,00}\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_8$ образует неправильные и полигональные зерна размером 0,2—0,6 мм и имеет пятнистую окраску вследствие неравномерно проявленной пелитизации. Мелкие (до 0,1 мм) зерна сфена равномерно рассеяны по породе, их количество достигает 0,5—1,5 %.

Мрамор — светло-серый до белого, текстура массивная, структура крупнозернистая гранобластовая. Минеральный состав — кальцит — 95 %, микроклин — менее 5 %, эпидот — 1—3 %. Кальцит представлен изометричными и слабоудлиненными зернами размером 0,8—1,5 мм с ровными очертаниями. Нередко отмечается дробление крупных зерен кальцита с превращением их в агрегат мелких угловатых зерен, выполняющих извилистые трещины в мраморах. Среди преобладающей массы кальцита наблюдаются соразмерные кристаллы микроклина ($\text{K}_{0,98}\text{Ca}_{0,01}\text{Ti}_{0,02}$) $_{1,01}(\text{Al}_{0,99}\text{Si}_{3,00})_{3,99}\text{O}_8$ таблитчатого габитуса с округлыми вершинными углами. По микроклину вдоль спайности развивается микрозернистый агрегат кальцита. Иногда среди скоплений мелких (0,1—0,2 мм) зерен эпидота ($\text{K}_{0,03}\text{Ca}_{1,97}$) $_{2,00}(\text{Fe}_{0,75}\text{Al}_{2,20})_{2,95} \times \times \text{Si}_{3,05}\text{O}_{12}(\text{OH})$ наблюдаются реликтовые кристаллы диопсида. Ксеноморфные зерна титаномагнетита размером до 0,2 мм в количестве до 0,5 % тяготеют к псевдоморфозам эпидота по диопсиду.

Плаггиоклаз-диопсид-роговообманковые кристаллосланцы представлены однородной сланцевой породой черного цвета. Структура мелко- и среднезернистая, нематобластовая. Минеральный состав (%): роговая обманка — 46—62, плаггиоклаз — 26—58, диопсид — 6—14, гиперстен — 0—0,5, титаномагнетит и сфен — до 2, апатит и циркон — единичные зерна. Роговая обманка образует субидiomорфные зерна размером 0,1—0,7 мм с хорошо развитыми гранями призмы и плеохроирует в коричнево-зеленых тонах. Химические составы амфиболов (см. табл. 2) отвечают гастингситу и характеризуются высокими значениями Al^{IV} — 1,89—1,71, $(\text{Na} + \text{K})$ — 0,95—0,73, Ti — 0,24—0,18, $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$ — 1,09—0,90. В пределах отдельного зерна наблюдается хорошо выраженная химическая зональность — от центра к краю зерна содержание щелочей, железа, титана, глинозема падает, а кремнезема, магния, кальция возрастает. Клинопироксен представлен бесцветными изотермичными зернами размером до 1,2—1,5 мм и отвечает салиту ($\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,92}\text{Mg}_{0,57}\text{Fe}_{0,46}\text{Mn}_{0,01}\text{Ti}_{0,01}$) $_{2,00}(\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{1,97})_{2,00}\text{O}_6$, причем наблюдается возрастание от центра к периферии зерен концентраций MgO и CaO при падении TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Плаггиоклаз образует зерна полигональной и неправильной формы, частично сосюритизированные. Содержание анортитовой составляющей в плаггиоклазе (см. табл. 2) колеблется от 33 до 37 % (среднее 35 %), а количество K_2O не превышает 0,22 % (среднее 0,14 %). Зерна плаггиоклаза с отчетливой химической зональностью не установлены. Изредка встречающиеся крупные (до 8—12 мм) ксеноморфные порфириобласты калиевого полевого шпата содержат мелкие включения плаггиоклаза, амфибола, кварца и имеют отчетливо проявленную химическую зональность: от центра к краю зерна уменьшается содержание TiO_2 , CaO , K_2O и возрастает Na_2O . Ильменит содержит MnO до 4,91 % (см. табл. 2) и представлен мелкими (0,05 мм) ксеноморфными зернами с оторочкой из сфена, приуроченными к амфиболу, а редкие зерна апатита и циркона тяготеют к плаггиоклазу.

Минеральные парагенезисы, химический состав породообразующих минералов и характер химической зональности в них свидетельствуют об образовании кристаллосланцев и кальцифиоров в условиях регрессивной

Результаты датирования цирконов методом ТИЭ из пород кристаллического фундамента Охотского массива

Место отбора образца	Номер образца, название породы	Изотопные отношения		Возраст, млн лет
		$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Кухтуйское поднятие	Комплекс гранулитов 294-к, гиперстен-плагиоклазовый кристаллосланец 133-в, диопсид-роговообманковый кристаллосланец 116-д, гранат-биотит-гиперстеновый плагиогнейс	0,25	0,2730 + 0,0070	3330 ± 50
		0,07	0,2241 + 0,0014	3010 ± 30
		0,02	0,1794 + 0,0036	2650 ± 50
Юровское поднятие	Гнейсомагматитовый комплекс 22018, биотит-роговообманковый плагиогнейс (Чильчиканский блок) 21894, биотитовый мигматит полосчатый (Чильчиканский блок), комплекс гранитоидов 125/1, гранит гнейсовидный (Луктурский блок)	0,14	0,1226 + 0,0004	1995 ± 30
		0,07	0,1152 + 0,0006	1880 ± 30
		0,13	0,1055 + 0,0008	1720 ± 30

Примечание. Приведенные погрешности измерения изотопных отношений соответствуют 95%-й вероятной вероятности. Использованы следующие значения констант: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$, $\lambda_{238} = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ лет, $\lambda_{235} = 9,8485 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$. Датирование цирконов выполнено в геохронологической лаборатории ВСЕГЕИ А. П. Чухониним.

стадии низкотемпературной субфации гранулитовой фации. На Кухтуйском поднятии нами были изучены сходные по петрографическим, петрохимическим и минералогическим параметрам диопсид-плагиоклаз-роговообманковые кристаллосланцы, для которых методом ТИЭ по циркону определен возраст не моложе 3 млрд лет. Широко распространенные на Кухтуйском поднятии биотит-роговообманковые эндербиты и чарнокиты также относятся к комплексу роговообманковых гранулитов и имеют изотопный возраст более 2,6 млрд лет (табл. 3). Таким образом, время формирования этого подкомплекса — 3—2,6 млрд лет — отвечает времени эндербито- и чарнокитообразования и завершает становление гранулит-базитового слоя.

Нижепротерозойский гнейсомигматитовый комплекс сложен устойчивым парагенезисом роговообманковых, биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов, мигматитов и гранитов, отчетливо преобладающим над кристаллосланцами и амфиболитами, и подразделяется на два подкомплекса: ранний — плагиогнейсомигматитовый и более поздний — двуполевошпатовый гнейсомигматитовый подкомплекс.

Среди пород плагиогнейсомигматитового подкомплекса широко распространены биотит-роговообманковые плагиогнейсы, имеющие серый цвет, однородную гнейсовидную текстуру. Структура — среднезернистая, лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 42—58, кварц — 28—36, амфибол — 5—10, биотит — 3—8, хлорит — 2—3, микроклин — 0—2, магнетит — 1—3. Плагиоклаз образует субизометричные зерна от 0,6 до 1 мм с отчетливым двойниковым строением, сосюритизирован и представлен андезином № 30—31 с незначительным содержанием K_2O — 0,30—0,43 %. Кварц имеет близкие размеры, но обладает меньшей степенью идиоморфизма. Редкие ксенобластовые зерна неизмененного микроклина ($\text{K}_{0,84}\text{Na}_{0,14}\text{Ca}_{0,02}$) $_{1,00}$ ($\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{1,03}\text{Si}_{2,96}$) $_{4,00}\text{O}_8$ достигают размера в 2—3 мм и содержат 1,41—1,77 % Na_2O , 0,29—0,41 % CaO и 0,33—0,41 % TiO_2 . Амфибол образует кристаллы размером 0,5—1,2 мм, отчетливо плеохроирует от темно-зеленого (Ng) до желто-зеленого (Np) цвета, отвечает роговой обманке с тенденцией к гастингситу и характеризуется следующими кристаллохимическими параметрами: Al^{IV} — 1,60—1,56, (Na + K) — 0,81—0,69, Ti — 0,24—0,25, (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) — 0,99—0,88. Наблюдающаяся в роговой обманке химическая зональность в целом имеет ту же направленность, что и в амфиблах из верхнеархейских пород. Чешуйки биотита размером 0,3—0,8 мм плеохроируют от красно-коричневого (Ng) до светло-желтого (Np) цвета, распределены в породе равномерно, субпараллельно друг другу. Химический состав слабохлоритизированного биотита приводится в табл. 2.

Мелкозернистый (0,05—0,2 мм) агрегат чешуек светло-зеленого хлорита замещает биотит и амфибол, образуя изредка псевдоморфозы по ним. Высокое содержание кремния (Si — 2,96 ф. ед.) и общей железистости ($F = 56$) позволяют отнести его к прохлориту. Неправильные выделения магнетита приурочены преимущественно к темноцветным минералам и достигают 0,1—0,2 мм, округлые зерна апатита размером до 0,5 мм распределены в породе равномерно, а короткопризматические кристаллы циркона (до 0,1 мм) встречаются преимущественно среди зерен плагиоклаза.

Прослои и линзы плагиоклаз-роговообманковых кристаллосланцев мощностью до 2—3 м приурочены к толще нижнепротерозойских плагиогнейсов и представлены меланократовой среднезернистой сланцевой породой с немаглобластовой структурой. Минеральный состав — амфибол — 41—62 %, плагиоклаз — 36—58 %, титаномагнетит — 1—4 %, апатит и циркон — единичные зерна. Амфибол образует зерна размером 0,5—1,5 мм, плеохроирующие в зеленых тонах, и по химизму соответствует обыкновенной роговой обманке. Центральная часть зерен в сравнении с периферией обогащена Al^{IV} , Na, K, Ti и обеднена Al^{VI} и Si. Неправильные зерна плагиоклаза размером 0,3—0,8 мм интенсивно соскюритизированы, незональны и содержат всего от 8 до 10 % анортитовой составляющей.

Минеральные парагенезисы, состав амфиболов, биотитов и характер химической зональности в них позволяют оценить условия их образования как характерные для высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Изотопный анализ радиогенного свинца, проведенный методом ТИЭ из микроколичеств циркона, выделенного из биотит-роговообманкового плагиогнейса, показал возраст 2,0 млрд лет (см. табл. 3).

Подкомплекс двуполевошпатовых гнейсов и мигматитов представлен крупными участками и зонами, развивающимися как по архейским гранулитам, так и по нижнепротерозойским плагиомигматитам при наложении на них гранитизации калиевого профиля. Наиболее характерной породой для этого комплекса является полосчатый биотитовый мигматит, в котором прослои палеосомы чередуются с согласными полосами неосомы. Ширина полос палеосомы и неосомы колеблется в широких пределах — от 2 мм до 3 м (среднее 2—30 см). Палеосома сложена типичным биотитовым гнейсом, текстура — гнейсовидная, структура — среднезернистая лепидогранобластовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 38—44, микроклин — 6—28, кварц — 31—40, биотит — 5—8, хлорит — 2—4. Плагиоклаз, микроклин и кварц представлены субизометричными гранобластовыми зернами размером от 0,6 до 1,2 мм, на фоне которых развиты более мелкие (0,2—0,5 мм) чешуйки буро-коричневого биотита — $(Ca_{0,01}K_{0,73})_{0,74} \times (Mg_{1,20}Fe_{1,41}Mn_{0,02}Ti_{0,20}Al_{0,17})_{3,00}(Al_{1,30}Si_{2,70})_{4,00}O_{10}(OH)_2$, формирующие отчетливую гнейсовидность. Плагиоклаз интенсивно соскюритизирован и представлен альбитом № 7—10 с содержанием K_2O 0,31—0,47 %. В свежем решетчатом микроклине содержится 0,61—0,92 % Na_2O и 0,30—0,35 % CaO (см. табл. 2). Неосома сложена равномерно-зернистым биотитовым гранитом с гипидиоморфно-зернистой структурой. Минеральный состав (%): микроклин — 28—42, плагиоклаз — 16—32, кварц — 30—36, биотит — 1—3, хлорит — до 2. Таблитчатые зерна решетчатого микроклина имеют свежий облик и содержат Na_2O — 0,39—0,4 % и CaO до 0,22 %. Плагиоклаз интенсивно соскюритизирован и соответствует альбиту № 7. Крупные чешуйки хлоритизированного биотита не ориентированы. Единичные ксеноморфные зерна титаномагнетита тяготеют к агрегату чешуек хлоритизированного биотита, а короткопризматические кристаллы циркона размером 0,05—0,15 мм приурочены преимущественно к плагиоклазу и реже к микроклину.

По цирконам из полосчатых двуполевошпатовых мигматитов получен абсолютный возраст 1,8 млрд лет (см. табл. 3). Парагенезисы двуполевошпатовых мигматитов типичны для *PT*-условий амфиболитовой фации метаморфизма и, следовательно, процесс гранитизации калиевого ряда регрессивен по отношению к исходным метаморфическим образованиям, претерпевшим метаморфизм гранулитовой фации и последующий диафторез в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации.

Кульминацией нижнепротерозойского регионального метаморфометасоматического процесса является магматическая стадия. На этой стадии в пределах зоны гранитизации происходит частичное плавление субэвтектического (подготовленного щелочным метасоматозом) субстрата и образуется гранитоидный расплав, который формирует автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные тела разнообразных гранитоидов. Возраст субщелочных гранитов, определенный по циркону, не менее 1,72 млрд лет (см. табл. 3).

Интенсивность проявления процессов гранитизации калиевого профиля в пределах кристаллического фундамента ЮРП различна и достигает максимального развития в восточной части поднятия, где широко проявлены не только двуполевошпатовые мигматиты, но и граниты, аляскиты. Неравномерность проработки метаморфических пород процессами калиевой гранитизации подтверждается и преобладанием в западной части поднятия плагиогнейсов и кристаллосланцев при подчиненном развитии двуполевошпатовых мигматитов. Здесь же сохраняются и реликтовые парагенезисы двупироксеновой субфации гранулитового метаморфизма — гиперстеновые гнейсы (эндробиты) и двупироксеновые кальцифиры.

На основании геолого-петрографических и минералогических данных в пределах кристаллического фундамента ЮРП нами выделены два главных комплекса метаморфических пород, различающихся по времени и условиям образования, — архейский комплекс гранулитов и нижнепротерозойский гнейсомигматитовый комплекс. Наиболее распространены двуполевошпатовые гнейсы и мигматиты амфиболовой фации метаморфизма — производные гранитизации калиевого профиля. Плагиомигматиты встречаются несколько реже, но все же представлены достаточно широко. Породы гранулитовой фации метаморфизма развиты среди гнейсомигматитового комплекса лишь в виде реликтовых тел и являются субстратом для всех остальных метаморфических образований. Полученный новый фактический материал позволяет предполагать, что формирование метаморфических комплексов ЮРП происходило в режиме глубинного петрогенезиса путем последовательного замещения ранних архейских комплексов более поздними нижнепротерозойскими.

Автор выражает благодарность В. А. Максимовскому (ВСЕГЕИ), Б. Р. Григоряну, Т. С. Степиной и И. И. Филичеву (ПГО Аэрогеология) за предоставленный каменный материал, И. Г. Ляпичеву и А. П. Чухонину (ВСЕГЕИ) за помощь в проведении аналитических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Корольков В. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Лист 0-54-1: Объяснительная записка. — Магадан, 1980.
2. Чухонин А. П., Кузьмин В. К., Шулешко И. К. и др. О составе и возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докембрий в фанерозойских складчатых областях: Тез. докл. II Всесоюзн. сов-ния. — Фрунзе: Илим, 1989. — С. 84.

ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
16 декабря 1992 г.

ДИСКУССИЯ

В опубликованной литературе фундамент Охотского массива обычно характеризуется по материалам, полученным при изучении Кухтуйского выступа этого массива. Сведения по другим выступам практически отсутствуют. В рассматриваемой статье частично восполнен этот пробел, что обуславливает ее актуальность. Однако интерпретация фактического материала дискуссионна. Следует отметить следующие наиболее спорные, на наш взгляд, моменты.

1. Комплекс пород фундамента Юровского поднятия относится к полиметаморфическим образованиям, о чем свидетельствуют широко проявленные в них процессы наложенного метаморфизма. Поэтому возрастные датировки, тем более определенные методом ТИЭ, не соответствуют реальным возрастам геологических комплексов и подкомплексов. В лучшем случае они позволяют говорить о том, что такие-то процессы происходили не позже такого-то времени.

2. Приводимый в статье фактический материал указывает на то, что выделяемые автором как разновозрастные нижнеархейские и верхнеархейские структурно-вещественные подкомплексы представляют собой недифференцированные и дифференцированные разности пород единого геологического комплекса. Минеральные парагенезисы в кристаллических сланцах (гастингсито-

вая бурая роговая обманка — два пироксена — плагиоклаз) и гнейсах (гиперстен — диопсид — бурая роговая обманка — красный биотит — плагиоклаз — КПШ — кварц), присутствующие в обоих «подкомплексах», свидетельствуют о первоначальном метаморфизме пород в условиях гранулитовой фации.

3. Выделенные автором как нижнепротерозойские два структурно-вещественных комплекса: плагиогнейсово-мигматитовый и двуполовошпатово-гнейсово-мигматитовый — являются скорее разновозрастными, самостоятельными. На это указывает тот факт, что гранитизация, калиевый метасоматоз, связанный со «вторым подкомплексом», накладывается как на гранулитовый комплекс, так и на плагиогнейсово-мигматитовый («первый подкомплекс») по определенным зонам и участкам. Плагиогнейсово-мигматитовый комплекс, первоначально метаморфизованный в условиях высокотемпературной ступени амфиболитовой фации, так же, как и породы гранулитового комплекса, диафорирован, причем химическая зональность роговой обманки, как пишет автор, «имеет ту же направленность, что и в породах из архейского комплекса». Относительно молодые процессы калиевого метасоматоза произвели глубокие изменения в породах более древних комплексов. По последовательности проявления наложенных процессов метаморфизма, особенностям первоначального метаморфизма пород комплексов и вещественного состава метаморфические комплексы Юровского поднятия сходны с раннедокембрийскими образованиями Становой складчатой области.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Л. П. Карсаков

УДК 553.2 + 548.4

Л. Н. Хетчиков, В. А. Пахомова, В. В. Раткин, С. Б. Демашов

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ХИНГАНСКОГО ОЛОВОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (по данным изучения включений в минералах)

Изучены включения в кварце гранит-порфиров, риолитов и грейзенов, в кварце и флюорите рудной и послерудной стадий формирования месторождения. Установлено, что формирование руд месторождения происходило в гетерогенной среде, в условиях вскипания растворов при резких перепадах давления. По близости состава включения в кварце гранит-порфиров и во флюорите, ассоциирующем с касситеритом, сделано заключение, что граниты и руды являются производными единого магматического очага, а многочисленные минералы послерудной стадии формирования месторождения кристаллизовались из растворов, заметно отличающихся по составу, хотя и образованных в процессе эволюции единого глубинного очага гранитной магмы. Предложена схема формирования рудно-магматической системы в пределах участка месторождения.

Хинганское оловорудное месторождение расположено в западной части Хингано-Олонойского рудного района. Его геологическое строение и особенности минерального состава хорошо изучены благодаря исследованиям Г. В. Ициксона с соавторами [7], Е. Я. Синякова [8, 9], Ф. Г. Федчина [12] и других исследователей. По этим данным, в строении месторождения принимают участие меловые вулканогенные образования кислого состава (риолиты, их туфы, игнимбриты и др.), прорванные штоком и дайками гранит-порфиров, а также догранитными и послегранитными дайками порфиров. Гранит-порфиры прорываются дайками порфировидных риолитов. Все кислые породы по петрохимическим характеристикам близки между собой (табл. 1) и относятся к слабощелочным разностям при заметном преобладании калия над натрием. Из числа других компонентов обращают на себя внимание низкое содержание магния в породах, а также колебания в соотношениях закисного и окисного железа. Все породы содержат небольшие количества фтора, причем заметно более высокое содержание его отмечается в риолитах из даек, пересекающих гранит-порфиры. Эти же породы отличаются от покровных риолитов и гранит-порфиров резким преобладанием калия над натрием, более высоким содержанием магния и олова, а также свинца и цинка. Если концентрации олова в покровных риолитах, по данным количественных спектральных определений, выполненных в химической лаборатории ДВГИ ДВО РАН, колеблются в пределах 4—5 г/т (20 проб), в

Химический состав эффузивных и интрузивных пород Хинганского месторождения, %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	П. п. п.
Риолит	72,99	0,23	14,34	1,04	1,40	0,11	0,24	1,04	2,66	4,85	0,04	1,00
Гранит-порфир	68,50	0,28	15,08	1,84	1,57	0,08	0,24	1,38	3,14	4,60	0,03	2,05
Риолит из дайки	74,50	0,25	12,20	1,41	0,58	0,12	0,70	0,07	0,66	6,00	0,10	1,82

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ДВГИ ДВО РАН, аналитик В. Н. Залевская.

гранит-порфирах — 2—12 г/т (20 проб), то в дайковых риолитах они достигают 40 г/т (2 пробы). Содержание свинца (в объеме тех же выборок) в покровных риолитах составляет от 24 до 34 г/т, цинка 160—170 г/т, в гранит-порфирах — свинца 14—30 г/т, цинка 54—95 г/т, а в риолитах дайки — свинца до 57 г/т, цинка до 100 г/т.

Покровы меловых эффузивов в районе месторождения несогласно залегают на домезозойском основании, сложенном раннепалеозойскими и протерозойскими, сложно дислоцированными и метаморфизованными карбонатно-терригенными породами. По геофизическим материалам [3, 11], под покровом вулканогенных пород в Хингано-Олонойском районе, в том числе и под Хинганским месторождением, прослеживается крупное интрузивное тело гранитоидов, распространяющихся на глубину более 10 км (рис. 1). Некоторые исследователи именно с этим глубинным интрузивом связывают формирование Хинганского месторождения, а также его наличием объясняют значительный вертикальный размах оруденения в пределах названного месторождения.

Рудоконтролирующей структурой месторождения является сложная трубообразная зона брекчий, которая рассекает породы вулканогенной толщи и гранит-порфирового штока (рис. 2). Брекчии сложены угловатыми, хаотично расположенными обломками перечисленных выше пород, превращенных на верхних горизонтах в кварц-серицит-хлоритовые, нередко с флюоритом, метасоматиты. На нижних горизонтах месторождения вскрываются типичные грейзены топаз-кварц-серицит-флюоритового состава. Рудные тела представлены зонами брекчий, в которых прожилки с оловянной минерализацией выполняют пространство между обломками. Рудные прожилки на 90—95 % сложены кварцем, флюоритом, касситеритом и хлоритом. Менее распространены в составе рудных тел серицит, адуляр, сульфиды и другие минералы.

По данным М. И. Лучицкой [10], детально изучавшей месторождение, и нашим кратковременным наблюдениям, формирование месторождения не является одноактным процессом. Отчетливо выявляются дорудные метасоматиты, грейзены и кварц-флюоритовые прожилки с бледно-сиреневым флюоритом, рудные прожилки, представленные в основном кварцем, касситеритом и зеленым флюоритом, а также послерудные прожилки кварца, адуляра, сульфидов и бледно-окрашенного зеленоватого и розоватого флюорита. При этом рудный процесс и образование брекчий сближены во времени и, вероятно, связаны с неоднократным прорывом флюидов по зонам пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, накапливающихся в оконтуренном геофизиками глубинном магматическом очаге при постепенной кристаллизации гранитного расплава.

Изучение включений минералообразующих сред во флюоритах разной окраски Хинганского месторождения впервые проводилось Г. Г. Грушкиным еще в конце 60-х гг. [5, 6]. Он произвел визуальное изучение включений под микроскопом, определил температуры их гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) и состав заключенных в вакуолях растворов, но только методом водных вытяжек. На этой основе он сделал заключение о наличии двух максимумов температур кристаллизации ($T_{\text{кр}}$) флюорита, рассчитал примерный солевой состав флюо-

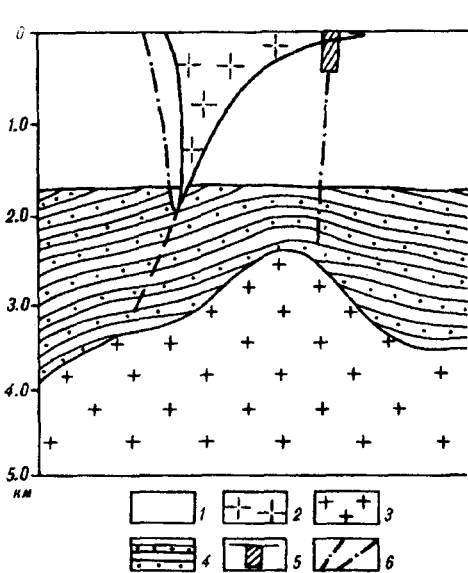


Рис. 1. Схематический разрез Хинганского рудного поля (по данным геофизических работ Б. Г. Саксина).

1 — ранне-позднемиеловые вулканиты; 2 — гранит-порфиры; 3 — граниты гранитного массива; 4 — породы фундамента; 5 — Хинганское месторождение; 6 — разрывные нарушения.

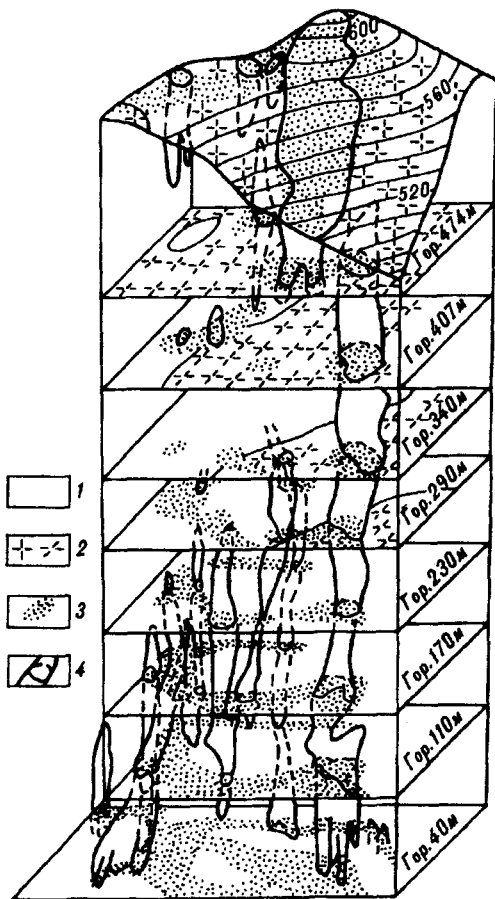


Рис. 2. Блок-диаграмма Хинганского месторождения (по материалам Е. Я. Синякова с упрощениями авторов).

1 — риолит-игнимбриты; 2 — гранит-порфиры; 3 — брекчии; 4 — контуры рудных тел и их горизонтальные сечения на основных горизонтах.

ритообразующих растворов, показав различия солевого состава включений в раннем и позднем флюорите. Более детально физико-химические условия формирования месторождения (температуры и давления при кристаллизации минералов, изменение состава растворов и другие параметры) изучены М. И. Лучицкой [10]. При этом для определения состава растворов она применяла не только метод анализа водных вытяжек, но и криометрию индивидуальных включений. В результате ей удалось охарактеризовать особенности флюидов, участвующих в формировании рудной минерализации. Однако исследования М. И. Лучицкой не касались включений в гранитоидах и в грейзенах, предшествующих оруденению. Кроме того, недостаточное использование приемов кристаллизационного разделения при криометрических исследованиях не всегда позволяло ей с необходимой полнотой определять количество компонентов, сосуществующих во включениях, и состав этих компонентов.

Нами методами термобарогеохимии изучены включения в кварце гранит-порфиров, в кварце дорудных грейзенов, в кварце и флюорите, ассоциирующих с касситеритом, а также в послерудном флюорите. Таким образом, оказалось возможным охарактеризовать особенности флюидного режима формирования месторождения как единой рудно-магматической системы.

Применяемые методы заключались в определении особенностей включений по наблюдениям в полированных пластинках под микроскопом, замерах их температур гомогенизации, а также в изучении состава включений с помощью криометрии, основы которой изложены в работах А. С. Борисенко [2], Д. Н. Хитарова и М. Н. Кандинова [14] и других исследователей. Поэтому отметим только, что наши опыты проводились с применением криокамеры конструкции Ю. С. Парилова, с тщательно отградуированной

термопарой и охлаждением жидким азотом. При этом определялась температура эвтектики растворов, которая, как известно, индивидуальна для каждой водно-солевой системы, а кроме того учитывались поведение растворов при охлаждении и свойства образовавшихся при этом твердых фаз. Способом кристаллизационного разделения определялось количество компонентов, сосуществующих в водно-солевой системе, что особенно важно, когда в системе при охлаждении образуется несколько твердых фаз. Для более точной их идентификации помимо температуры эвтектики определялись температуры их плавления, температурный интервал существования и, по возможности, оптические свойства. Применение перечисленных приемов и позволило в одних случаях подтвердить, а в других — заметно уточнить данные М. И. Луцицкой о составе включений в минералах рудной стадии процесса формирования месторождения.

Визуальными наблюдениями под микроскопом установлено, что в кварце гранит-порфиров встречаются разнообразные по форме, размерам и фазовому составу включения минералообразующих сред. В мелких порфировых выделениях, а также в кварце основной массы пород обнаружены, хотя и редкие, расплавные включения, приуроченные обычно к центральным частям зерен. Включения по форме округлые, ромбовидные, слегка удлиненно-призматические, а наиболее крупные из них имеют форму квадратов со сглаженными углами. Включения состоят в основном из силикатного стекла, местами раскристаллизованного с образованием субмикроскопических кристалликов. Среди раскристаллизованной стекловатой массы иногда можно заметить выделения флюидной фазы, а также непрозрачные рудные минералы.

С расплавными тесно ассоциируют преобладающие по количеству и нередко с большими размерами газовые включения, содержащие от 70 до 95 % газовой фазы. Остальной объем вакуолей заполняется или силикатным стеклом, или жидкой флюидной фазой. Характерным является присутствие во флюидной фазе одного—двух кристалликов, как правило, кубической формы. Это отличает газовые включения в кварце гранитов Хинганского месторождения от рудоносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня, побережья Японского моря и некоторых других регионов Дальнего Востока [14].

Расплавным и газовым сопутствуют газовой-жидкие включения с меняющимся объемом газовой фазы от 20 до 30 и реже до 40—50 %. Они разнообразны по форме и размерам, но, как правило, мельче, чем газовые включения. Для них характерно содержание одной—двух твердых фаз, среди которых определены галит и сильвин, а также возможны фториды натрия и калия, карбонаты натрия. Вторичные, в основном газовой-жидкие, включения обычны для кварца гранит-порфиров, но пока они нами не изучены.

Во вкрапленниках неизменных риолитов среди первичных отмечены только расплавные и газовые включения. Первые из них, ромбовидные по форме, имеют размеры до 20—30 мкм и заполнены, в основном, слабо раскристаллизованным силикатным стеклом, содержащим в некоторых случаях микроскопления непрозрачных (рудных?) компонентов. Газовые включения нередко преобладают по количеству, отличаются округлой, эллипсоидальной формой и размерами, по длинной оси превосходящими 100 мкм. Они заполнены почти на 100 % объема вакуолей газовой фазой. Изредка встречаются здесь и газовой-жидкие включения с твердыми фазами, но, скорее всего, они относятся к вторичным.

В кварце метасоматически измененных грейзенированных риолитов, охарактеризованных выше, расплавные и газовые включения встречаются редко и только в участках мало измененных пород. Здесь преобладают газовой-жидкие или газовые включения, образованные уже в процессе грейзенизации риолитов. Последние заметно отличаются от газовых включений в кварце неизменных риолитов. Изредка вместе с газовой-жидкими наблюдаются кристаллофлюидные включения. Газовой-жидкие включения характеризуются то сравнительно постоянным соотношением фаз газ—жидкость (25—30 : 75—70), то (особенно в случае ассоциации с газовыми

включениями) очень переменчивым. Включения также отличаются непостоянными размерами и иногда угловатыми неправильными формами. Нередко они содержат твердые фазы в виде кубиков, столбиков и разных форм пластинок. При этом в некоторых образцах кварца включения содержат только одну—две твердые фазы (3—5 % объема вакуолей), в других же образцах твердые фазы занимают до 15 % объема включения. В составе твердых фаз достоверно определены галит и сильвин, менее уверенно — карбонаты натрия. Кроме того, отмечаются не определенные кубические и пластинчатые твердые фазы, не растворяющиеся при нагревании до 450 °С. Некоторые из таких кристалликов в виде гексагональных пластинок по оптическим свойствам, скорее всего, можно отнести к слюде, являющейся минералом-спутником.

Кристаллофлюидные включения, ассоциирующие с газовой-жидкими, обычно редкие и более мелкие. Они образованы несколькими твердыми фазами, занимающими до 90 % объема вакуолей, и лишь небольшая часть их заполняется флюидной составляющей.

Газовые включения в кварце метасоматитов отличаются от газовых включений неизмененных пород меньшими размерами, иногда не эллипсоидными, а угловатыми ограничениями, меньшим объемом газовой фазы, не превышающим 90 % объема вакуолей, и в некоторых случаях содержанием во флюиде одной—двух твердых фаз. Присутствие в минералах грейзенов сингенетичных, существенно газовых и газовой-жидких включений, преобладание на разных участках одного из этих типов включений может свидетельствовать о неравновесных, гетерогенных условиях среды минералообразования, о вскипании флюидов в связи с резкими перепадами давления. Действительно, по определениям М. И. Лучицкой [10], давление при рудообразовании на месторождении колебалось в пределах 1500—300 бар.

Включения собственно рудного этапа формирования месторождения, заключающего дорудные, рудные и послерудные минеральные ассоциации, сравнительно детально охарактеризованы в упоминавшейся уже работе М. И. Лучицкой [10]. Поэтому ограничимся их кратким описанием, обращая большее внимание на полученные нами дополнительные данные. Как отмечалось М. И. Лучицкой, наиболее обильные и крупные включения содержатся во флюорите всех генераций, а в кварце первичные включения редкие и мелкие. Однако при больших увеличениях микроскопа (800 раз) при наблюдениях в иммерсии эти включения в кварце обнаруживаются довольно часто и с четко различимым соотношением фаз. Так в дорудном кварце при этих условиях можно видеть два типа первичных включений. Преобладающими являются газовой-жидкие включения с соотношением фаз газ—жидкость примерно 40 : 60. Размеры их не превышают 10 мкм, форма их чаще эллипсоидная, с резким уменьшением диаметра вакуоли в концевых частях. Включения двух- или многофазовые, содержащие кроме жидкости и газа твердые фазы в виде кубических или удлиненно-призматических кристалликов. Реже встречаются эллипсоидные по форме газовые включения, содержание газа в которых достигает 80 % объема вакуолей.

Кварц из рудных прожилков, ассоциирующий с касситеритом, содержит различные по форме и обычно очень мелкие включения, редкие из которых могли быть исследованы термометрическим и криометрическим методами. Включения, как и в дорудном кварце, газовой-жидкие и более редкие газовые. Соотношение фаз газ—жидкость во включениях первого типа составляет здесь примерно 30 : 70. Твердые фазы в них представлены столбчатыми кристалликами. Газовые включения также имеют некоторые отличия от включений в дорудном кварце. В частности, газ составляет в них не менее 90 % объема вакуолей, и некоторые включения содержат твердые фазы в виде столбчатых микрокристалликов.

Как уже отмечалось, наиболее обильные и удобные для исследований по размерам (до 100 мкм) включения содержатся во флюорите. Во флюорите, ассоциирующем с касситеритом, встречаются весьма разнообразные по морфологии — ромбовидные, эллипсоидные, удлиненно-призматические, слож-

ной конфигурации — включения нескольких типов. Широко распространены в этом флюорите двухфазные газово-жидкие включения с соотношением фаз газ—жидкость около 30 : 70. Нередки также многофазовые включения, содержащие кроме жидкости и газа одну—две различные по морфологии твердые фазы. Среди них сравнительно достоверно определены галит, сильвин, кароббит и, возможно, карбонат. Состав других твердых фаз определить не удалось, и, в частности, не определены микровыделения непрозрачных темных минералов, условно отнесенных к рудным компонентам. Твердые фазы занимают обычно не более 5 % объема вакуолей.

В тесной ассоциации с газово-жидкими двух- и многофазовыми включениями находятся газовые включения с газовым наполнением от 70 до 100 %. Подобные включения в жидком флюиде содержат иногда твердые фазы в виде одного—двух микрокристалликов кубической формы. Наиболее редкими являются трехфазовые включения с углекислотой.

В позднем, послерудном флюорите обнаруживаются газово-жидкие включения с соотношением фаз газ—жидкость преимущественно 20 : 80 и более редкие, существенно газовые включения, не содержащие в своем составе твердых фаз.

Таким образом, визуальное изучение включений в минералах рудного этапа указывает на такие же особенности условий формирования рудной минерализации, что и при образовании грейзенов,— кристаллизацию минералов в гетерогенной среде при вскипании флюидов, связанном, скорее всего, с резкими перепадами давлений. Обращает на себя внимание высокая концентрация рудоносных растворов, обусловившая выпадение в вакуолях твердых фаз. Эти данные подтверждаются и проведенными нами криометрическими исследованиями; в флюорите обнаружены газово-жидкие включения, концентрация солей в которых, судя по температурам оттаивания последнего кристаллика льда — 27—30 °С, заметно превышает 30 % по Na—Cl-эквиваленту. В позднем же, послерудном флюорите твердых фаз во включениях не обнаружено и, по данным М. И. Луцицкой [10], концентрация солей в растворах при формировании послерудных прожилков не превышала 3—4 % по Na—Cl-эквиваленту.

По температурам гомогенизации включений не получено новых данных по сравнению с материалами М. И. Луцицкой [10], кроме нескольких определений для двухфазовых включений в кварце грейзенов. $T_{\text{гом}}$ этих включений колеблется в пределах 435—450 °С. По материалам М. И. Луцицкой [10], $T_{\text{гом}}$ двухфазовых включений в дорудном флюорите равны 360—380 °С, во флюорите, ассоциирующем с касситеритами, — 310—360 °С и в послерудном флюорите — 260—310 °С.

Криометрическое изучение показало (табл. 2), что состав флюидов во включениях нередко очень сложен. Наиболее многокомпонентные солевые системы отмечаются во включениях в кварце гранит-порфиров и во флюорите, ассоциирующем с касситеритом. При этом, флюиды этих включений по своему составу очень близки между собой и отличаются преобладанием хлоридов магния, натрия и калия, в сочетании с которыми находятся карбонаты и бикарбонаты натрия, а также фториды натрия и калия. Такая близость состава флюидов, участвующих в формировании гранитов и руд, свидетельствует об общем источнике этих флюидов, хотя они и поступали в верхние горизонты земной коры с разрывом во времени. Обращает на себя внимание преобладание в составе флюидов во включениях в кварце гранитов и в минералах рудного процесса хлоридов магния, а не хлорида кальция. Последний всегда является преобладающим во включениях в кварце ряда рудно-магматических систем Приморья [13]. На Хинганском же месторождении хлорид кальция отмечен только в составе флюидов во включениях в кварце из грейзенов, причем по общему солевому составу эти включения близки к включениям в кварце из грейзенов с топазом одного из олововольфрамовых месторождений Приморья [13]. Заметны отличия только в составе газовой составляющей флюидов: для включений в кварце грейзенов Хинганского месторождения характерна многокомпонентная газовая составляющая (см. табл. 2) с низкой температурой замерзания, по которой она и иден-

Результаты криометрических исследований флюидных включений в породах и рудах Хинганского месторождения

Характеристика пород. Минерал	Характеристика включений	Температура эвтектики, °С	Компонентный состав водно-солевой системы	Количество измерений
Гранит-порфир. Кварц из основной массы породы	Флюидные включения, сопутствующие расплавному, содержат твердые фазы	-37	$MgCl_2 + NaCl + KCl + Na_2CO_3 + KF + H_2O$	3
Кварц-сланцисто-флюоритовые с топазом грейзены, замещающие риолит. Включения в кварце	Газово-жидкие включения с одной-двумя твердыми фазами	-50	$CaCl_2 + KCl + NaF + H_2O$	2
То же	То же	-22	$NaCl + NaF + H_2O$	2
То же	Газовые включения	-100	$CO_2 + H_2S + CH_4$	3
Прожилки в риолитах. Кварц дорудный	Газово-жидкие включения	-35	$MgCl_2 + NaCl + H_2O$	2
Прожилки в гранит-порфирах. Кварц рудный в ассоциации с касситеритом и флюоритом	Газово-жидкие включения с твердыми фазами	-22	$NaCl + NaF + H_2O$	2
Прожилки в риолитах. Флюорит зеленого цвета в ассоциации с кварцем и касситеритом	То же	-35 -58	$MgCl_2 + NaCl + KCl + NaF + H_2O$ CO_2	4
Прожилки в гранит-порфирах. Флюорит зеленого цвета в ассоциации с кварцем и касситеритом	»	-37	$MgCl_2 + KCl + NaHCO_3 + KF + H_2O$	5
Прожилки в гранит-порфирах и риолитах. Флюорит бледно-зеленый, послерудный	Газово-жидкие включения	-6,0 -22	$KHCO_2$ $NaCl + NaF + H_2O$	2
Вкрапленник кварца в кварцевом порфире	То же, но вероятно вторичные	-57	CO_2 (в газовой фазе)	

тифицирована нами согласно данным работы С. Н. Гришиной [4], а во включениях в кварце грейзенов Приморья отмечена только углекислота с незначительной примесью более низкотемпературных газов.

Общей особенностью флюидов во включениях в кварце гранитов, грейзенов и рудной стадии формирования месторождения, а также в раннем флюорите является содержание в их составе фторидов щелочных металлов. Если считать, что во включениях капсулируются «остаточные» растворы [1], то следует предполагать избыток фтора в растворах по сравнению с необходимым его количеством для кристаллизации содержащих этот элемент минералов на основных стадиях формирования месторождения. Это не характерно, например, для многих рудно-магматических систем Приморья [13], хотя фторидная минерализация в виде топаза и флюорита здесь иногда проявлена.

Нужно отметить существенные отличия состава флюидов во включениях в позднем послерудном флюорите и в минералах более ранних минеральных ассоциаций, в том числе и в кварце гранит-порфиров. М. И. Лучицкой и нами, а еще ранее Г. Г. Грушкиным [5] в позднем флюорите обнаружены только включения, содержащие бикарбонат калия.

Из полученных материалов видно, что включения в кварце менее сложные по составу по сравнению с флюоритом, т. е. можно предполагать изменение состава растворов в процессе последовательной кристаллизации минералов, относящихся к одной и той же минеральной ассоциации. Существенные различия отмечаются и в составе включений в кварце разных генераций, связанные, скорее всего, с изменением состава кварцобразующих растворов во времени.

Таким образом, изучение включений в минералах из пород и руд позволило выяснить некоторые физико-химические условия формирования месторождения, дать характеристику флюидного режима этого процесса. Установлено, что образование руд месторождения происходило в гетерогенной среде в условиях вскипания растворов при резких перепадах давления. Эти условия и сравнительно высокие температуры минералообразования сохранились, в отличие от ряда других месторождений, и при кристаллизации минералов поздних, послерудных ассоциаций. Устанавливается также близость составов флюидов во включениях в кварце гранит-порфиров и в минералах рудной стадии формирования месторождений. Это позволяет заключить, что граниты и руды являются производными единого магматического очага и их образование происходило без большого перерыва во времени. При этом пространственно-временная последовательность взаимосвязанных рудно-магматических процессов выстраивается в следующий ряд: гранит-порфиры — дайки риолитов — руды.

Формирование гранит-порфиров, по геологическим данным, относится к моменту завершения позднемеловой вулканической деятельности. Локализация тел гранит-порфиров на глубинах, не превышающих 500 м от дневной палеоповерхности, при наличии, по данным Ф. Г. Федчина, их постепенных переходов в стекловатые риолитовые порфиры, свидетельствует о том, что активная кристаллизация материнского расплава началась в ходе ее непродолжительной остановки еще в промежуточном очаге. Присутствие флюидно-солевых и флюидно-силикатных включений в кварце гранит-порфиров является следствием происходившей в этот момент гетерогенизации расплава с появлением обособляющейся флюидно-солевой силикатной массы.

Заметно более низкие содержания олова, свинца и цинка в гранит-порфирах, по сравнению с комагматичными им эффузивами, свидетельствуют об интенсивном перераспределении рудных элементов в пользу отделяющегося раствора-расплава. Тем не менее, в силу относительно высокой динамики продвижения кристаллизующейся магмы к поверхности раствор-расплав пространственно не сконцентрировался и не смог сформировать на данном этапе рудные скопления.

При последующей, более длительной остановке магмы, в результате возобновившегося в промежуточном очаге процесса ее гетерогенизации была сформирована камера, где обособилась расплавно-флюидная масса (остаточ-

ный раствор-расплав). Продуктом кратковременной разгрузки этой камеры явились дайки риолитов, избыточно обогащенные кремнием, калием, фтором и оловом.

Продолжающийся процесс гетерогенизации остаточного раствора-расплава обусловил все возрастающую концентрацию в камере собственно рудоносных растворов-рассолов и газов. Нарастание давления последних явилось причиной взрывной разгрузки рудоносной камеры. При этом опережающая газовая волна обусловила дробление вышележащих вулканических пород и гранит-порфиров с образованием брекчий в протяженных спиралевидных и трубообразных каналах при ее движении к поверхности. Следовавшие за ней высококонцентрированные плотные растворы-рассолы отложили в зонах брекчирования рудный минеральный агрегат. Режим разгрузки рудоносной камеры в виде газовых прорывов сохранялся, вероятно, за счет частичного закупоривания путей циркуляции растворов на протяжении всего времени формирования рудных минеральных агрегатов. Это явилось причиной периодических перепадов давления и вскипания растворов, как зафиксировано при изучении включений. Поэтапная разгрузка подпитывающейся по мере кристаллизации магматического очага рудоносной камеры вполне объясняет длительное сохранение высокотемпературного режима минералообразования.

Обогащенность растворов кремнием, калием и фтором вполне соответствует предлагаемой модели дифференциации риолитовой магмы. Не удивительно и заметное участие магния в растворах. Магний, обладая высоким сродством с фтором, естественным образом обогащает, мигрируя вместе с ним, рудоносную флюидонасыщенную силикатную фазу и, далее, рудоносный раствор.

Весьма необычно отсутствие в составе закапсулированных рудоносных растворов кальция, характерного для других магматогенных месторождений олова на Дальнем Востоке [13]. Это, по-видимому, связано с избыточными содержаниями фтора во флюидах, так как весь объем кальция связывается в форме флюорита. Только в кварце локализованных на глубине грейзенов, где значительная часть фтора использовалась на образование топаза, во включениях зафиксирован хлорид кальция.

Пострудная стадия минералоотложения связана с завершением кристаллизации промежуточного магматического очага, исчерпавшего свои ресурсы как в отношении энергии, так и отделяющихся с водой хлорида натрия и некоторых рудных элементов. В то же время здесь сохраняется значимость калия и фтора, но в составе растворов заметно преобладает анион HCO_3^- . Отмечается также резкое падение концентрации растворов по сравнению с рудной стадией формирования месторождения при сохранении сравнительно высоких температур кристаллизации основной массы минералов. Полученные термобарогеохимические данные с учетом минералого-геохимических особенностей позволили выявить прерывисто-непрерывный процесс формирования месторождения, изменения физико-химического режима во времени и в частности, геохимической эволюции минералообразующей среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. — М.: Изд-во АН СССР, 1953.
2. Борисенко А. С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. — М.: Недра, 1982. — С. 37—47.
3. Брянский Л. И. Глубинная структура Хинганского рудного района // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР. — Владивосток, 1985. — С. 38—45.
4. Гришина С. Г. Определение сероводорода методом криометрии. Термобарогеохимия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч. I. — Львов, 1985.
5. Грушкин Г. Г. Состав газовой-жидких включений во флюоритах оловорудного месторождения Хинган // Зап. Всес. минер. об-ва. — 1969. — Ч. 98, № 6. — С. 748—752.
6. Грушкин Г. Г., Хельвас И. Г. Физико-химические условия образования оловорудного месторождения Хинган // Там же. — 1974. — Ч. 103, № 2. — С. 219—240.
7. Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова В. Г. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. — Л.: Наука, 1959.

8. *Синяков Е. Я.* Строение Хинганского оловорудного месторождения // Структурный анализ дислокаций / ИТиГ ДВО РАН.— Хабаровск, 1974.— С. 39—43.
9. *Синяков Е. Я.* Зоны брекчий Хинганского оловорудного месторождения и некоторые вопросы их генезиса // Геология и геофизика.— 1975.— № 6.— С. 95—101.
10. *Лучицкая М. И.* Физико-химические условия формирования касситерит-кварц-флюоритовой минеральной ассоциации (на примере Хинганского месторождения): Автореф. канд. дис.— М., 1988.
11. *Саксин Б. Г., Маловицкая Н. Л., Борисенко А. С.* Глубинное строение и связь с ним оловяного оруденения в Хингано-Олонойском районе // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 2.— С. 52—57.
12. *Федчин Ф. Г.* Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба.— М: Наука, 1964.
13. *Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А., Гвоздев В. И., Руб А. К.* Особенности флюидного режима некоторых гранитоидных систем Приморья.— Владивосток, 1991.
14. *Хитаров Д. Н., Кандинов М. И.* Комплексирование методов водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов.— Владивосток, 1986.— С. 124—131.

*ДВГИ ДВО РАН
Владивосток*

*Поступила в редакцию
29 декабря 1992 г.*

УДК 552.321.1(571.61/62)

Г. А. Гоневчук, В. Г. Гоневчук

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ МАГЛОЙСКОГО АРЕАЛА КАК ВЕРОЯТНЫЙ АНАЛОГ МЯО-ЧАНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СЕРИИ КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Рассмотрены минералогические, петро- и геохимические характеристики интрузивных пород Маглойского ареала (Нижнее Приамурье), примыкающего с юга к ареалу пород мяо-чанской вулканической зоны (Комсомольский рудный район). Показано, что породы ареала обладают отчетливо проявленными признаками генетического родства и могут рассматриваться как магматический (анаджаканский) комплекс. Подтверждены представления о петрохимической близости пород анаджаканского комплекса оловоносному силлинскому, входящему в состав мяо-чанской серии. В то же время, выявлены некоторые существенные отличия, позволяющие предполагать разные условия генерации магм и их последующей эволюции, что могло предопределить и особенности металлогенетической специализации. В частности, для анаджаканского комплекса установлена большая «глубинность» и окисленность магматического расплава.

Комсомольский оловорудный район — один из наиболее детально исследованных в Дальневосточном регионе — стал сегодня своеобразным эталоном, сравнение с которым позволяет дать качественную оценку исследуемых объектов такого же иерархического уровня. При этом первостепенное значение имеет сравнение магматизма — важнейшего элемента рудно-магматических систем (РМС). С этих позиций внимание многих исследователей привлекал расположенный на незначительном (около 50 км) удалении к югу от Комсомольского рудного района Маглойский (Анаджаканский) ареал интрузивного магматизма Джаки-Унахтинской вулканической зоны [17]. Имевшиеся недостаточно полные сведения, полученные в период проведения здесь геологической съемки в 1956 г., позволяли предполагать в нем петрохимический аналог мяо-чанской [12] магматической серии.

Результаты детального исследования магматических пород Комсомольского рудного района показали, что мяо-чанская серия состоит из трех парагенетически связанных магматических комплексов [6]. При этом не со всеми в одинаковой степени связано формирование оловянной минерализации. «Оловоносным» большинством исследователей признается силлинский андезит-гранодиорит-гранитный (монцонитоидный) комплекс. Однако мы считаем, что рудно-магматическая система, с которой связаны крупные

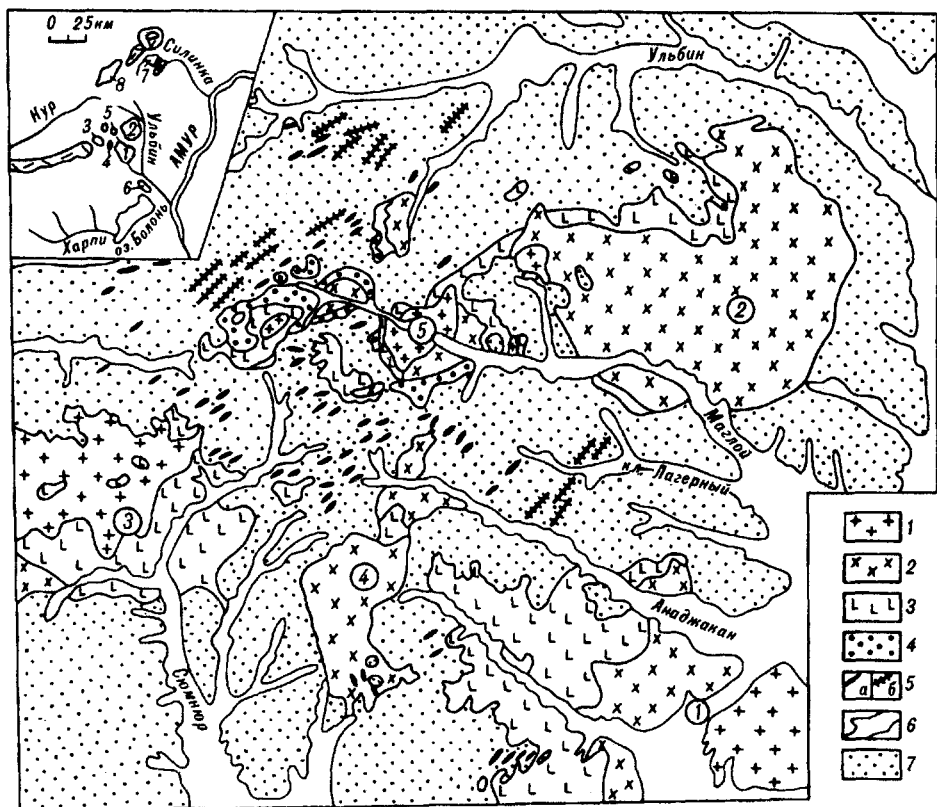


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Маглойского магматического ареала (Джаки-Унахтинской вулканической зоны). Составлена на основе геологической карты Р. И. Гордеева (1956 г.) с использованием материалов В. А. Пляскина (1986 г.).

1 — граниты и диориты главной интрузивной фазы; 2 — гранодиориты; 3 — диориты и кварцевые диориты; 4 — диоритовые порфириты эндоконтактных зон массивов, сложенных гранодиоритами и диоритами; 5 — дайки; а — диоритовых порфиритов, б — гранит-порфиров; 6 — аллювиальные (русловые) отложения; 7 — терригенно-осадочные породы юрского комплекса. Номерами (цифры в кружках) на схеме обозначены массивы: 1 — Анаджаканский, 2 — Ульбинский, 3 — Стомниорский, 4 — Даухманский, 5 — кл. Высокий, 6 — Эльбанский (Маглойский ареал), 7 — Силинский, 8 — Чалбинский (Комсомольский рудный район).

промышленные скопления олова и каковой несомненно является Комсомольская РМС, формируется при одновременном (близком или параллельном) действии очагов внутрикорового и подкорового (базальтового слоя коры) магматизма. Такое представление согласуется с принципиальной моделью генерации оловоносных магматических расплавов РМС с касситеритосиликатным и касситеритосульфидным типами минерализации [3—5]. С этих позиций более детальное исследование магматических пород Маглойского ареала представляет интерес, так как сравнение по наиболее информативным пороодообразующим окислам [11] показало, что интрузивные породы Маглойского ареала (анаджаканский комплекс) относятся к той же петрохимической группе, что и породы оловоносного силинского комплекса. Этот же вывод подтвержден исследованиями С. И. Григорьева [9], который выделил анаджакано-силинский комплекс в составе мяо-чанской серии. Все это позволяет нам проводить сравнение пород Маглойского ареала в основном с породами силинского комплекса, привлекая данные по другим комплексам мяо-чанской серии лишь для обоснования выводов.

На геологической схеме (рис. 1) видно, что магматический ареал представлен в основном породами интрузивной фации, а среди них преобладают гранодиориты и граниты (возраст по данным калий-аргоновой изотопии, выполненной по биотиту и амфиболу: гранодиориты ~ 105—103 млн лет; граниты 85—77 млн лет). По нашему мнению, в этом одно из первых отличий исследуемого ареала от ареала мяо-чанской серии, где кислые породы незначительно преобладают, а в силинском комплексе уступают по распро-

странности средним. Большинство исследователей объясняют этот факт более глубокой эродированностью Маглойского ареала по сравнению с Мясно-Чанским. Однако нельзя полностью отрицать и возможность образования пород из изначально более кислых магм, тем более, что на юго-западе ареал граничит с крупным массивом субинтрузивных дацитов — Джаки-Унахтинской трещинной интрузией.

На геологической схеме выходы интрузивных пород показаны как самостоятельные интрузивные массивы. Данные о составе и взаимоотношениях магматических пород, изменения осадочных пород, разделяющих отдельные выходы интрузивных образований на дневной поверхности, и результаты геофизических исследований указывают на вероятную принадлежность их к единому батолитоподобному телу [16]. Исследованные массивы представлены рядом пород от диоритов до гранитов, геологические взаимоотношения между которыми не совсем ясны. Исходя из того, что при геологическом картировании было выделено несколько зональных массивов, можно предполагать, что они имеют фациальный характер. В то же время наблюдаются и вполне определенные фазовые отношения диоритов с гранодиоритами, гранитов с лейкогранитами. Многолетние работы в Комсомольском районе показывают: чем детальнее становятся исследования, обоснованные горными работами, тем больше появляется фактов в пользу фазового и субфазового соотношения основных петрохимических классов пород, представленных в ареале. Учитывая все сказанное, а также результаты проведенных исследований, мы считаем возможным выделить в качестве фазовых разновидностей диориты и кварцевые диориты (группа средних пород), гранодиориты, граниты (адамеллиты), лейкограниты (группа кислых пород). Породы Эльбанского массива выделяются в группу кварцевых сиенитов.

Диориты и кварцевые диориты отмечаются почти повсеместно, но наибольшее распространение получили в массивах Сямнюрском и р. Правый Анаджакан (см. рис. 1). Обычно это амфиболовые с биотитом и редкими реликтами пироксена (авгит, гиперстен) породы. Минералогическая особенность их — присутствие в калиевой части калиевого (калиево-натриевого) полевого шпата в ассоциации с основным (50—70 % An) плагиоклазом. При этом калиевый полевой шпат образует графические, микропегматитовые сростания с кварцем. Представляют интерес вкрапленники кварца размером до 0,5 см, имеющие изрезанные, оплавленные границы и окаймленные кварц-полевощпатовой основной массой.

Детальные минералогические исследования в этой группе пород не проводились. Отметим лишь установленные при петрографических описаниях отличия их от пород силинского комплекса. Прежде всего, это незначительное количество пироксена, который в группе средних пород силинского комплекса является основным темноцветным минералом. Здесь же его место занимает амфибол, чаще всего интенсивно измененный (уралитизация). Биотит, в отличие от имеющего яркую красновато-коричневую окраску биотита диоритов силинского комплекса, здесь буро-коричневый, иногда зеленоватый. Предположительно можно говорить о двух генерациях биотита: ранний, слагающий крупные идиоморфные, густоокрашенные пластинки, поздний — мелкочешуйчатый, светлый. Показательно также, что среди аксессуарных минералов, где преобладают ортит, турмалин, ильменит, часто отмечается магнетит.

Группа кислых пород ареала представлена гранодиоритами, гранитами (адамеллиты) и лейкократовыми гранитами, для которых, так же как и для описанных выше разновидностей, характерны признаки монотонности: включения плагиоклаза (№№ 40—50) в калиевом полевоом шпате. Состав темноцветной части роговообманково-биотитовый с очень редкими реликтами пироксена (по оптическим константам — диопсид). Роговая обманка светлая синевато-зеленая, реже более темная. В соответствии с предложением Е. С. Доброхотовой [10] она относится к типу VII — самая кислая и самая низкоглиноземистая (табл. 1). Такая роговая обманка широко представлена в гранитоидах, хотя, как полагает указанный автор, не является здесь первичной. Щелочность ее, рассчитанная как отношение суммы окислов

Средний химический состав амфиболов интрузивных пород

Компонент	1 (2)	2 (3)	3 (1)	4 (1)	5 (1)	6 (3)
SiO ₂	47,15	47,85	47,73	48,00	52,85	48,52
TiO ₂	0,95	0,87	0,43	0,73	0,62	1,06
Al ₂ O ₃	5,61	5,90	6,65	4,44	3,40	5,45
Fe ₂ O ₃	1,68	2,44	3,14	2,10	0,45	2,16
FeO	16,43	16,07	14,65	16,06	11,81	17,40
MnO	0,50	0,65	0,30	0,48	0,43	0,48
MgO	12,13	11,44	13,56	14,00	15,91	10,65
CaO	10,87	10,49	7,35	11,28	12,41	10,58
Na ₂ O	0,98	1,05	0,31	0,77	0,48	1,19
K ₂ O	1,04	0,66	1,72	0,48	0,40	0,72
H ₂ O	2,21	2,18	3,79	1,41	1,04	2,55
F	0,29	0,27		0,34		0,27
Ni	30	27			26	51
Co	29	27			27	38
Cr	64	77			500	332
V	198	198			420	348
Cu	20	20			20	25
Sn	15	22			16	31
Zn	200	200				205
Sc	94	124			350	222
Zr	220	260			57	249

Примечание. 1, 2 — из пород маглойского ареала: 1 — из гранодиоритов, 2 — из гранитов; 3—6 — из пород силинского комплекса: 3 — из диоритов, 4, 5 — из гранодиоритов, 6 — из пироксенсодержащих гранитов. Здесь и далее в таблицах: в скобках количество анализов; окислы и фтор в % массы, остальное — г/т; пропуск — отсутствие данных; прочерк — содержание ниже предела чувствительности метода.

калия и натрия к кальцию, составляет 0,16—0,18, что соответствует центру интервала (0,10—0,35), характеризующего нормальную роговую обманку. В целом химический состав амфиболов из гранитоидов двух сравниваемых комплексов настолько близок, что можно говорить об их идентичности, хотя необходимо отметить, что в гранодиоритах силинского комплекса коэффициент щелочности роговой обманки предельно низкий — 0,11, а наличие здесь амфиболов актинолит-тремолитового ряда указывает на большую вероятность их постагматического образования. Роговая обманка из гранитов силинского комплекса обогащена микроэлементами в сравнении с роговой обманкой Маглойского ареала, особенно значительно хромом, в меньшей мере — ванадием, оловом, скандием.

Биотиты гранитоидов Маглойского ареала характеризуются низкой даже в самых поздних лейкократовых гранитах железистостью, непостоянной глиноземистостью при повышенном содержании окиси магния и титана (табл. 2). При этом для большинства из них устанавливается недостаток суммы катионов кремния и алюминия в тетраэдре, что в совокупности с отмеченными выше особенностями может указывать на кристаллизацию в условиях повышенной температуры и щелочности. По этим признакам они близки биотиту кислых пород силинского комплекса. Близки они также по содержаниям фтора и рудных элементов. Однако содержания фтора, а также хрома и ванадия в биотитах из гранитоидов Маглойского ареала более низкие. Несколько ниже в них и содержание олова. Аномально высокими содержаниями ванадия и повышенными хрома характеризуются биотиты из мелкозернистых дайковых разностей гранитов Маглойского ареала. Это, вероятно, можно объяснить тем, что биотит в них остается единственным минералом-концентратором элементов, геохимически близких железу, магнию и титану. Весьма показательным, что даже в этом случае содержание олова в нем в сравнении с биотитом предшествующей гранитной фазы понижается, в то время как в биотите аналогичных гранитоидов силинского комплекса возрастает.

Средний химический состав биотитов интрузивных пород

Компо- нент	1 (5)	2 (7)	3 (4)	4 (2)	5 (1)	6 (3)	7 (9)	8 (9)	9 (2)
SiO ₂	36,00	34,84	34,30	35,35	36,11	35,20	35,06	35,55	36,34
TiO ₂	4,42	4,02	4,09	4,00	3,82	5,11	4,10	3,64	2,72
Al ₂ O ₃	12,17	14,07	13,21	14,02	12,80	13,46	13,90	13,78	13,37
Fe ₂ O ₃	3,25	3,10	4,82	1,70	0,17	0,20	2,89	2,62	5,07
FeO	19,85	19,42	19,82	20,53	19,82	18,30	20,33	25,43	18,71
MnO	0,24	0,32	0,23	0,28	0,10	0,28	0,18	0,30	0,25
MgO	9,96	10,00	9,33	10,19	12,69	12,68	10,37	5,44	9,78
CaO	0,32	0,70	0,53	1,17	0,71	1,41	0,62	0,57	0,60
Na ₂ O	0,40	0,34	0,34	0,15	0,28	0,29	0,29	0,20	0,33
K ₂ O	9,76	8,91	9,58	8,30	8,68	8,69	8,40	8,07	8,25
H ₂ O	2,93	3,73	3,02	3,87	3,98	3,50	3,40	3,67	3,96
F	0,51	0,46	0,72	0,24	0,17	0,83	0,52	0,96	1,16
Ni	65	43	36	125	87	51	103	46	48
Co	54	45	44	62	44	34	52	18	64
Cr	157	95	100	102	325	378	262	78	77
V	520	311	415	425	395	656	394	238	235
Cu	65	47	55	118	44	29	37	51	45
Sn	7	16	11	12	5	0	15	22	31
Pb			9	12	15	5	30	69	123
Zn	300	330	500	240	415	214	426	375	195
Sc	34	31	36		27	29	38	19	86

Примечание. 1-4 - биотиты из гранитоидов Маглойского ареала: 1 - гранодиоритов, 2 - гранитов, 3 - лейкогранитов, 4 - кварцевых сиенитов; 5-9 - то же силинского комплекса: 5 - диоритов, 6 - гранодиоритов, 7 - пироксенсодержащих гранитов, 8 - мелкозернистых лейкогранитов, 9 - аллитовидных гранитов.

В сравнении с известными средними содержаниями аксессуарных элементов в биотитах [14, 15], в биотитах кислых пород Маглойского ареала выше содержания хрома, ванадия и ниже — скандия, что согласуется с указанными выше параметрами их кристаллизации. Характерно, что содержание ванадия, которое, по нашим данным, в значительной мере коррелируется с щелочностью расплава, определяемого по составу минерала [7], в гранитоидах маглойского комплекса изменяется незначительно, а в лейкогранитах поздней фазы даже выше, чем в монцогранитах предшествующей, в то время как в гранитоидах силинского комплекса закономерно понижается от гранодиоритов к лейкогранитам.

В какой-то мере отмеченная особенность согласуется с появлением в составе Маглойского ареала поздней (?) фазы кварцевых сиенитов, слагающих расположенный в юго-восточной части его Эльбанский массив. Это роговообманково-биотитовые с диопсидом породы, с минимальной для кварцевых сиенитов суммой щелочей. Характерная минералогическая особенность их — присутствие крупных кристаллов турмалина, обнаруживающего признаки магматической кристаллизации (закономерные сростания с амфиболом). В ассоциации с калиевым и натриевым полевыми шпатами турмалин слагает здесь также шпировые пегматиты. Эльбанский массив — не единственный показатель неоднородности Маглойского ареала. Например, строение и состав пород массива кл. Высокий (см. рис. 1) позволяют предполагать его наименее эродированным куполом. Породы и темноцветные минералы (преобладает биотит) характеризуются здесь наиболее высокой степенью окисления; только здесь в свалах обнаружены андезиты, по структурно-текстурным особенностям классифицируемые как покровные разности, а также эксплозивные (?) брекчии.

Еще одна особенность рассматриваемого ареала в сравнении с Комсомольским районом — широкое развитие дайкового комплекса. Это дайки диоритовых порфиритов, среди которых по характеру метаморфического преобразования предполагаются до- и послегранитные, а также гранодиорит-

Средний химический состав биотитов интрузивных пород Маглойского ареала

Компонент	1 (1)	2 (9)	3 (11)	4 (18)	5 (7)	6 (8)	7 (5)	8 (3)	9 (3)
SiO ₂	57,00	59,37	65,19	68,70	75,70	65,64	69,91	60,37	59,77
TiO ₂	0,92	0,67	0,61	0,42	0,13	0,44	0,43	0,68	0,84
Al ₂ O ₃	15,40	16,30	15,45	15,28	13,17	16,02	15,40	15,53	16,16
Fe ₂ O ₃	6,33	2,70	1,44	1,40	0,18	0,45	0,87	2,62	3,90
FeO	1,48	4,45	3,50	2,14	1,18	4,04	1,68	4,11	3,18
MnO	0,18	0,17	0,12	0,06	0,03	0,06	0,07	0,19	0,20
MgO	5,40	3,50	2,47	1,47	0,44	1,94	1,61	4,46	3,20
CaO	5,87	6,26	4,02	3,10	1,19	3,07	2,79	6,16	4,86
Na ₂ O	2,60	2,76	2,83	2,96	2,78	3,55	3,18	2,32	2,28
K ₂ O	2,68	2,52	3,32	3,77	4,75	4,35	2,60	2,52	2,94
F	0,07	0,07	0,05	0,06	0,04	—	0,06		
Li	18	26	19	25	20		22	30	20
Rb	122	120	137	174	142	256	119	58	147
Sr	260	255	203	207	87	403	270	214	304
Ni	28	25	20	13	8	31	15	36	17
Co	22	24	17	9	4	20	7	27	16
Cr	71	85	80	42	13	72	37	165	60
V	155	196	160	108	42	105	124	250	174
Cu	6	49	42	71	45	130	47	26	41
Sn	3	6	7	8	5	11	7	10	5
Pb	34	29	43	38	67	54	26	22	11
Zn	52	153	86	67	28	39	65	143	82
B	10	33	45	29	50	44	24	40	56
Zr	166	160	147	140	84	209	134	141	133

Примечание. 1 — андезиты из делювия кл. Высокий; 2 — диориты; 3 — (монцо)гранодиориты; 4 — граниты (адамеллиты); 5 — лейкократовые граниты, слагающие дайки в гранодиоритах и гранитах; 6 — кварцевые сиениты Эльбанского массива; 7 — гранит-порфиры даек кл. Лагерный; 8 — диоритовые порфиры метаморфизованных (биотитизированных) «догранитных» даек; 9 — диоритовые порфиры без признаков интенсивного метаморфизма («послегранитные?»).

и гранит-порфиров, наиболее полно представленных по кл. Лагерный, в поле осадочных пород, разделяющих крупнейшие в ареале Анаджаканский и Ульбанский массивы, близких по минералогическим и петрохимическим особенностям породам пурильского комплекса Комсомольского района. В связи с последними установлены признаки медно-молибденовой с золотом, иногда с оловом минерализации. С гранит-порфирами кл. Лагерный также известны зоны минерализации — вероятный источник проявленной здесь россыпной золотоносности, что еще раз подчеркивает их близость с породами пурильского комплекса.

При характеристике петрохимических особенностей пород мы использовали диаграммы, позволяющие получить некоторую информацию о генезисе и потенциальной рудоносности, объединив интрузивные породы Маглойского ареала в единый магматический комплекс. Это дает возможность проводить (по средним содержаниям) их корректное сравнение с породами силинского комплекса (табл. 3, 4).

На классификационной диаграмме, учитывающей содержание кремнезема и суммы щелочей (рис. 2, а), тренды обоих комплексов расположены ниже границы, разделяющей поля щелочных и нормальной щелочности пород. При этом гранитоиды силинского комплекса могут быть отнесены к семейству низкощелочных гранитов, а Маглойского ареала — нормальной щелочности, хотя в целом можно говорить о близости трендов. Еще ближе их тренды, показывающие эволюцию соотношения калия и натрия в составе щелочей в соответствии с изменением содержания кремнезема (см. рис. 2, б). Породы и того, и другого ареалов (комплексов) отличаются повышенной калиевостью в сравнении со средними по типам. При этом, хотя эволюция магматизма происходит с возрастанием отношения калия к натрию, превышение этого параметра относительно среднего уменьшается. При расчете

Средний химический состав пород Силинского комплекса

Компонент	1 (23)	2 (10)	3 (12)	4 (24)	5 (24)	6 (8)	7 (11)	8 (12)	9 (12)
SiO ₂	58,49	59,80	53,97	59,58	64,41	68,00	71,79	74,86	75,27
TiO ₂	0,82	0,72	1,01	0,74	0,60	0,54	0,31	0,22	0,15
Al ₂ O ₃	16,53	15,60	16,19	15,72	14,91	14,50	13,53	13,04	12,66
Fe ₂ O ₃	1,60	1,09	1,55	1,08	1,08	0,40	0,58	0,36	0,44
FeO	5,55	5,82	7,69	6,14	4,52	3,93	2,37	1,33	1,07
MnO	0,15	0,14	0,19	0,14	0,11	0,10	0,06	0,05	0,02
MgO	3,71	4,00	5,71	3,94	2,92	1,85	1,18	0,48	0,60
CaO	6,86	5,61	8,57	6,51	4,88	3,40	2,20	1,08	1,06
Na ₂ O	1,94	2,11	1,90	2,43	2,44	2,68	2,53	2,47	2,49
K ₂ O	1,75	2,23	1,06	2,23	2,79	3,64	4,40	5,35	5,29
F	0,04	0,05	0,03	0,08	0,07	0,10	0,07	0,20	0,04
Li				20	30	30	50		
Rb	113	62	74	102	148	154	196	161	189
Sr	241	220	253	388	236	231	180	134	142
Ni	8	10	8	18	19	18	15	14	11
Co	8	10	13	10	13	9	5	3	2
Cr	56	64	139	62	72	120	48	34	32
V	90	130	287	116	101	156	53	31	32
Cu	37	55	24	39	47	22	36	29	30
Sn	7	10	4	11	14	10	12	12	7
Pb	23	21	12	25	30	27	40	52	56
Zn	36	42	25	62	57	60	29	32	37
B	31	36	21	39	50	50	51	38	52
Zr	230	133	106	141	153		144	131	

Примечание. 1 — андезиты нижней пачки амутской свиты (am₁); 2 — то же, верхней пачки (am₂); 3 — габбро; 4 — диориты и кварцевые диориты; 5 — гранодиориты; 6 — адалмеллиты (фашия пироксеновых монцогранитов); 7 — монцограниты; 8 — мелкозернистые лейкократовые с биотитом граниты из даек в монцогранитах; 9 — аплиты (дайки, жилы в диоритах).

соотношения щелочей по атомным количествам (рис. 3) обнаруживается, что «калиевость» последовательных фаз силинского комплекса закономерно возрастает, а маглойского остается неизменной в гранодиоритах и гранитах, возрастая в лейкогранитах. Соотношение окисного и закисного железа позволяет предполагать более окислительную обстановку кристаллизации пород Маглойского ареала.

Использованные петрохимические диаграммы позволяют высказать предположения об источниках магм. Очевидно, что интрузивные породы обоих комплексов относятся к I-типу, для которого многие исследователи предполагают подкордовый источник расплавов. Выполненные нами расчеты

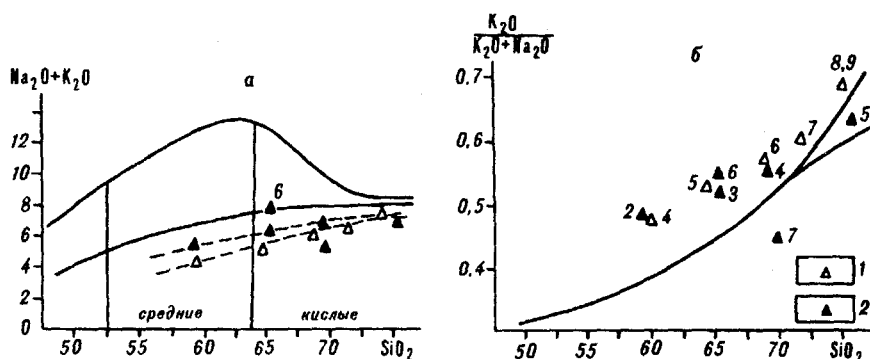


Рис. 2. Диаграммы соотношения щелочей и кремнезема в магматических породах (а — классификационная, б — относительной калиевости с трендом пород нормальной щелочности по Р. Дели).

1 — силинский комплекс Комсомольского рудного района; 2 — Маглойский ареал. Номера фигуративных точек в соответствии с табл. 1, 2.

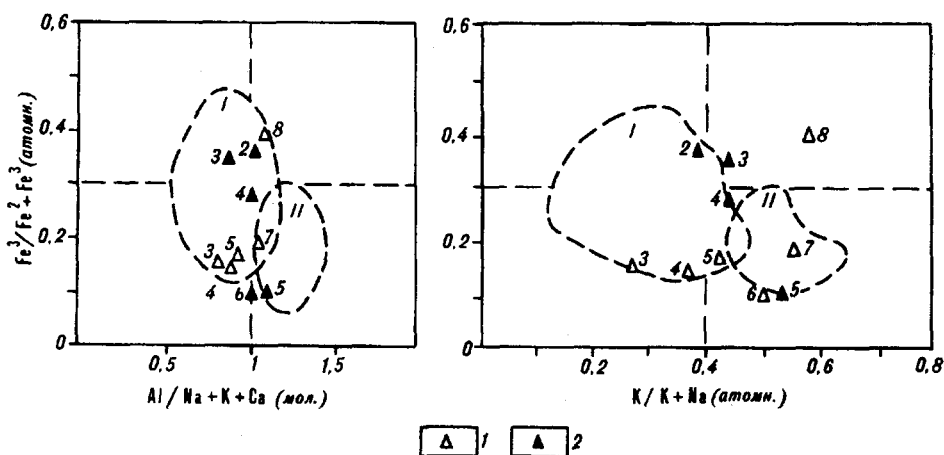


Рис. 3. Диаграммы для разделения I (поле I) и S (поле II) типов гранитоидов по петрохимическим параметрам.

1 — интрузивные породы силинского комплекса, 2 — то же Маглойского ареала. Границы полей по данным [21].

[6], а также результаты геофизических исследований [18] показывают, что первичный очаг магматических расплавов силинского комплекса мог располагаться на глубине 35—40 км, т. е. на границе нижнего («базальтового») слоя коры и верхней мантии. По соотношениям K/Rb и Rb/Sr интрузивные породы исследуемых комплексов могут рассматриваться как образования «переходного типа» [13]. При этом относительно более «глубинными» могут быть гранитоиды Маглойского ареала, чему соответствует и более высокое содержание в них «мантийных» элементов (рис. 4). В целом же можно говорить о подобии фигур, отражающих содержания десяти исследованных акцессорных элементов в диоритах (семейство средних пород) и гранодиоритах (семейство кислых) описываемых комплексов. Отметим, что используя для интерпретации отношения Rb/Sr -диаграмму Тишендорфа — Пальхена [22], можно предполагать принадлежность исследуемых пород к одной «коровой» диорит-монцогранитной серии при минимальной, допустимой для таких пород величине указанного отношения. В то же время, относительно низкие содержания стронция в исследуемых породах смещают фигуративные точки на диаграмме $Rb - Sr$, предложенной Г. Б. Ферштатером [19] для генетических построений, к границе, разделяющей поля «базальтоидных» и «андезитовых» серий. При этом ближе к «базальтоидным» оказываются породы Маглойского ареала (рис. 5).

Характерно, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (около 0,707), определенное для гранитоидов силинского комплекса, также может интерпретироваться как «переходное мантийно-коровое». Распределение Rb и Sr , аналогичное в породах сравниваемых комплексов, вполне удовлетворительно объясняется, если предположить основным механизмом эволюции фракционирование котектики плагиоклаз — фемические минералы [19] и учесть коэффициенты разделения элементов между котектическими минералами и расплавом. Накопление стронция до образования фазы диоритов — кварцевых диоритов обусловлено, очевидно, кристаллизацией в качестве котектической фазы высокоосновного ($An > 70\%$) плагиоклаза. В фазе диоритов — кварцевых диоритов основность плагиоклаза снижается до 50 % An , что и приводит к резкому повышению в них содержания стронция. В дальнейшем стронций в расплаве не накапливается, а содержание его, в гранодиоритах и гранитах основной фазы сопоставимое, резко снижается в фазе лейкогранитов. Рубидий, основными минералами-концентраторами которого являются биотит и калиевый полевой шпат, накапливается вплоть до образования главной гранитной фазы. В общем же тренды рассмотренных элементов указывают на близость (аналогичность) физико-химических параметров эволюции сравниваемых комплексов. Содержание рубидия в последовательных интрузивных фазах, с наибольшей полнотой отмечающее степень диффе-

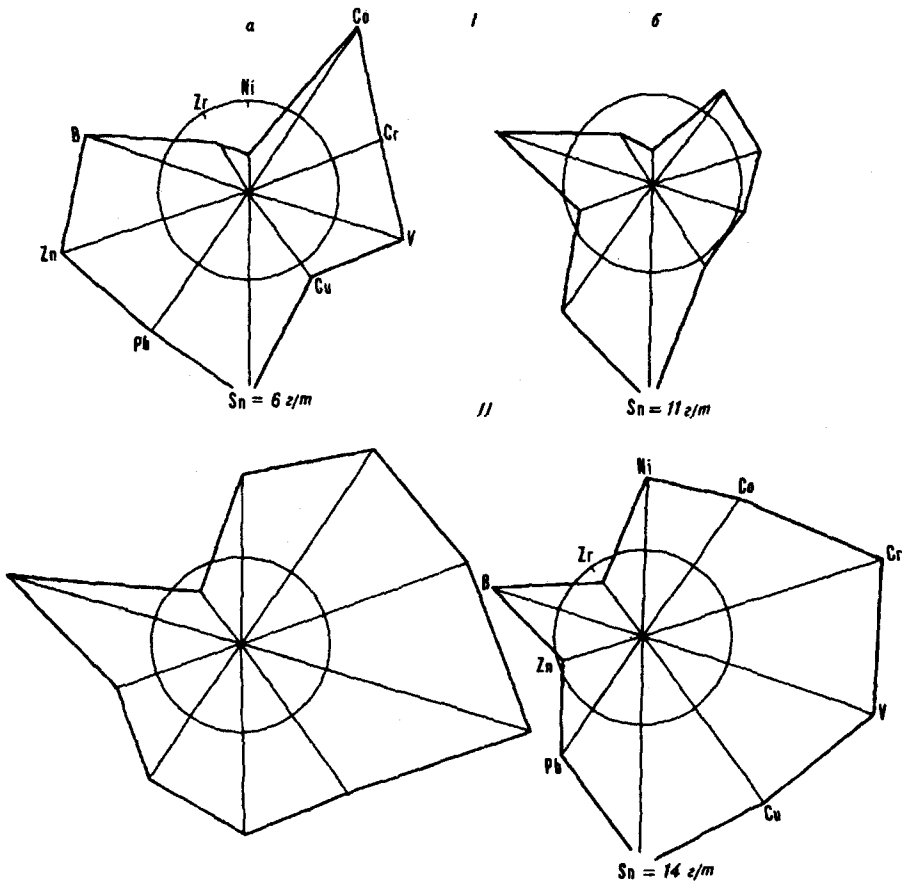


Рис. 4. Диаграммы содержаний микроэлементов в интрузивных породах.

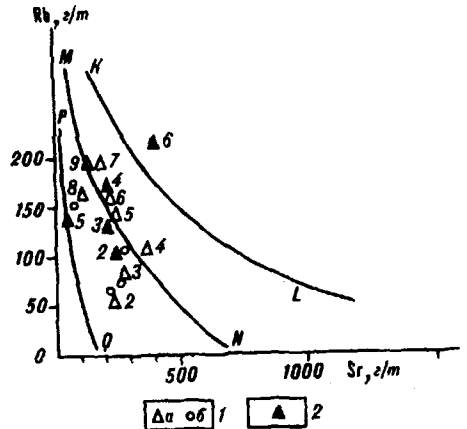
I — в гранодиоритах, II — в габбро основной фазы; а — Маглойского ареала, б — силлинского комплекса. Радиус окружности — кларковое содержание элементов. По данным табл. 1, 2.

ренициации расплава, использовано нами для расчета коэффициента специализации [1] магматических комплексов по олову. Установлено, что положительная специализация характеризует гранитоиды обоих комплексов. Однако для силлинского она в два раза выше, чем для маглойского (анаджаканского), что соответствует параметрам проявленной в связи с ними минерализации.

Установленные отличия в распределении микроэлементов в минералах и породах сравниваемых объектов можно объяснить исходя из предположения о вероятной эволюции окислительно-восстановительной обстановки их фор-

Рис. 5. Диаграмма Rb — Sr для генетической классификации магматических серий. По [20].

1 — магматические породы силлинского комплекса; а — по данным авторов, б — по данным А. А. Михневича; 2 — то же Маглойского ареала. Поля пород — производных разных магм: ПОО — толеитовой океанической; ОРМН — толеитовой континентальной и островодужной; NMKL — орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии ЛК — латитовой, щелочной базальтовой. Номера фигуративных точек в соответствии с табл. 1, 2.



мирования (см. рис. 3): для Маглойского ареала — убывание окислительного потенциала от диоритов к мелкозернистым гранитам, а для силинского комплекса — почти постоянная, сильно восстановительная обстановка от габбро до мелкозернистых гранитов, что подтверждается детальным исследованием состава и физических свойств минералов [8], и резкое возрастание окислительного потенциала к поздней гранитной фазе. Можно предполагать, что в гранодиоритах и адалеллитах Маглойского ареала элементы группы железа, особенно ванадий и хром, концентрируются преимущественно в титаномагнетите, что приводит, естественно, к относительно низким содержаниям их в амфиболе и биотите. В мелкозернистых гранитах, обстановка формирования которых наиболее восстановительная, титаномагнетит не кристаллизуется и указанные элементы концентрируются в биотите, который оказывается, таким образом, ими более обогащенным, чем в предшествующей адалеллит-гранитной фазе. В породах силинского комплекса железо не образует самостоятельной кристаллической фазы либо образует в очень ограниченном количестве. Указанные акцессорные элементы входят в них в железомagneзиальные силикаты. При этом наибольший коэффициент концентрации их характерен для темноцветных минералов пироксенсодержащих гранитов — пород, судя по положению фигуративной точки на рис. 3, наиболее восстановленных. Различия в эволюции окислительно-восстановительного потенциала, несомненно, оказывали влияние на динамику фракционирования олова и в значительной мере обусловили промышленную оловоносность Комсомольской РМС и незначительное проявление оловоносности — Маглойской.

Результаты исследования, таким образом, показывают, что интрузивные породы, слагающие основную часть массивов Маглойского ареала, можно рассматривать как магматический комплекс в его генетическом понимании [2]. За ним, вероятно, имеет смысл сохранить уже упоминавшееся в публикациях название анаджаканского. Близкий по петрохимии силинскому (оловоносному) комплексу он, в то же время, обнаруживает признаки, указывающие на большую мафичность субстрата. Выплавление из него преимущественно кислых (дациты) расплавов (в силинском комплексе — андезиты) в этом случае могло обуславливаться высокой водонасыщенностью. Это подтверждается присутствием в качестве ранней кристаллической фазы интрузивных пород анаджаканского комплекса амфибола (в силинском — пироксен) и относительно высокой степенью окисленности пород и минералов. Относительно более высокие окисленность и щелочность расплава могли быть важнейшими из причин, обусловивших при наличии геохимической специализации пород анаджаканского комплекса по олову слабую их продуктивность в отношении оловянной минерализации. Однако не менее важной причиной последнего, по нашему мнению, является и отсутствие в составе Маглойского ареала коровых гранитоидов — закономерного члена магматической серии, в которой реализуется известная модель развития магматизма продуктивных в отношении оловянной минерализации рудно-магматических систем. В мяо-чанской серии эта роль отводится гранитам чалбинского комплекса, аналогов которым среди пород Маглойского ареала не установлено. Вероятно, основной причиной различия мяо-чанской серии и Маглойского ареала может быть их положение в блоках с разным разрезом земной коры. В частности, имеются данные, указывающие на возможную близость коры Маглойского блока субокеаническому типу. Полученные результаты показывают также необоснованность предлагаемого некоторыми исследователями объединения рассмотренных ареалов магматизма (комплексов) в составе единой РМС и расширения таким образом границ оловорудного (Комсомольского) района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. — М.: Наука, 1980.
2. Афанасьев Г. Д. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1950. — № 4. — С. 7—18.
3. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых // Геология рудн. месторождений. — 1975. — № 4. — С. 17—29.

4. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Дурасова Н. А. О роли магматизма в формировании и размещении месторождений олова и золота в советской части Тихоокеанского рудного пояса // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континента к Тихому океану: Материалы XIV Тихоокеан. геолог. конгресса.— Владивосток, 1982.— С. 4—11.
5. Барсуков В. Л., Бакулин Ю. И., Волосов А. Г. и др. Геодинамические и петрогеохимические принципы прогноза рудоносности Дальнего Востока // Геохимия.— 1985.— № 8.— С. 1079—1089.
6. Гоневчук Г. А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлогенности: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1980.
7. Гоневчук В. Г., Гоневчук Г. А. Информативность элементов группы железа в биотите // Типоморфные ассоциации акцессорных минералов и микроэлементов / ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 70—78.
8. Гоневчук В. Г., Худоложкин В. О., Гоневчук Г. А. Окислительно-восстановительные условия образования гранитоидов магнетитовых и ильменитовых серий // Тихоокеан. геол.— 1992.— № 1.— С. 23—30.
9. Григорьев С. И. Позднемезозойские орогенные магматические серии Среднего Приамурья.— Санкт-Петербург, 1992.
10. Доброхотова Е. С. Роговая обманка и другие кальциевые и щелочно-кальциевые амфиболы // Особенности породообразующих минералов магматических пород.— М.: Наука, 1968.— С. 5—83.
11. Заблоцкий Е. М., Филина Л. П. Некоторые вопросы региональной петрохимии мезозойских гранитоидов Амгунского района (Дальний Восток). Материалы 3-й Ленинград. молодежной геол. конф. 1979.— Л., 1980.— С. 19—36.
12. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение.— М.: Наука, 1967.
13. Коваленко В. И., Антипин В. С., Рябчиков И. Д. Вариации коэффициентов распределения руды в магматических породах // Геохимия.— 1981.— № 7.— С. 1017—1026.
14. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов.— М.: Недра, 1972.
15. Ляхович В. В., Ляхович Т. Т. Геохимические особенности биотита // Геохимия.— 1987.— № 3.— С. 339—349.
16. Огнянов Н. В. Особенности магматизма, тектоники и оловянного оруденения центральной части Восточного Приамурья: Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1976.
17. Огнянов Н. В. Основные черты металлогении центральной части Хингано-Охотского оловянного пояса // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока.— Владивосток, 1978.— С. 89—101.
18. Романовский Н. П., Бормотов В. А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов // Тихоокеан. геол.— 1992.— № 1.— С. 31—36.
19. Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. и др. Эвгеосинклинальные абброгранитоидные серии.— М.: Наука, 1984.
20. Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций.— М.: Наука, 1987.
21. Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite series/Ilmenite series vs. i-type/S-type granitoids // Mining geology Special Issue.— 1980.— N 8.— P. 13—28.
22. Tischendorf V. G., Palchen W. Zur Klassifikation von Granitoiden // Z. geol. wiss. Berlin.— 1985.— V. 5, N 13.— S. 615—627.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
28 января 1993 г.

С. Л. Казаринов

МОРФОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В КАЙНОЗОЕ (морфодинамические модели золотороссыпных узлов)

Амуро-Зейская депрессия, согласно анализу продольных профилей речных долин по авторской методике, представляла собой в кайнозое плитную морфоструктуру. Заполнение депрессии кайнозойскими осадками происходило в результате поднятия уровня «Хинганского порога» в долине р. Амур. В позднем плейстоцене уровень «порога» несколько понизился, в результате чего произошло частичное «откапывание» неогенового рельефа. Это позволило проанализировать характер формирования в пределах депрессии россыпей золота различного возраста и построить их морфодинамические модели. Россыпи первой модели формируются в

условиях наличия в пределах золотороссыпного узла остаточного эрозионно-денудационного горного массива. Вторая модель реализуется после полного срезания остаточного массива.

Амуро-Зейская депрессия территориально находится почти в центре обширной золотороссыпной провинции Приамурья и имеет достаточно высокий металлогенически обоснованный потенциал россыпной золотоносности. К настоящему времени он во многом реализован по северной, наиболее доступной в поисковом отношении периферии депрессии, в пределах Гонжинского и Мамынского выступов фундамента Буреинского срединного массива и, в меньшей мере, на восточном ее борту — в северном и южном Притуранье. Значительные территории депрессии, в той или иной степени закрытые рыхлыми отложениями кайнозоя, пока почти не исследованы на россыпи, и перспективы их во многом не ясны даже в пределах некоторых, уже освоенных золотодобычей площадей. Вместе с тем закрытые территории привлекают все большее внимание в связи с исчерпанием фонда легко доступных мелкозалегающих россыпей и вовлечением в освоение россыпей погребенных, для поисков которых необходимо применение новых, нетрадиционных методов.

Структурно-металлогеническое обоснование для поисков россыпей (в том числе и погребенных) в пределах Амуро-Зейской депрессии достаточно хорошо разработано до уровня узлов и площадей в многочисленных работах исследователей этого региона (Г. П. Воляровича, В. Г. Моисеенко, В. Д. Мельникова, Г. И. Неронского, А. П. Сорокина и многих других). Для металлогении Амурской золотоносной провинции, как отмечает А. П. Сорокин [5], характерно наличие здесь месторождений и проявлений россыпеобразующих формаций различных групп и классов с широким диапазоном возраста и глубинности формирования — от глубокой (10—13 км) золото-сереброплатинометалльной магматической формации архейского возраста до позднемезозойской близповерхностной золотоадуляр-кварцевой, связанной с раннемеловыми вулканитами. При этом ведущая роль в россыпеобразовании принадлежит плутоногенно-гидротермальным золотокварцевой малосульфидной и золотосульфидно-кварцевой формациям позднемезозойского, реже палеозойского возраста с глубиной формирования от 1 до 5 км. Это обуславливает возможность наличия коренных источников для формирования россыпей почти на любом уровне эрозионно-денудационного среза и очень большой возрастной диапазон возможного формирования древних погребенных россыпей, начиная с позднего мела.

Таким образом, при прогнозно-поисковых работах на россыпное золото в пределах Амуро-Зейской депрессии, особенно на стадии общих и детальных поисков на ее закрытых рыхлыми отложениями площадях, в условиях, когда выявление конкретных потенциальных коренных источников и прямых поисковых признаков чрезвычайно затруднено, на первый план выходит рассмотрение группы экзогенно-динамических локализационных критериев и факторов, определяющих возможную степень реализации выявленного структурно-металлогенического потенциала территории. Исходя из этого, в настоящей работе рассматриваются морфодинамические модели золотороссыпных узлов вне видимой их связи с коренными источниками различных россыпеобразующих золоторудных формаций и факторами, определяющими пространственное и возрастное распределение последних. Наличие продуктивных коренных источников безусловно подразумевается, как основа для постановки работ на любой стадии поисков. В качестве модельных эталонов использованы известные золотороссыпные узлы в пределах Мамынского выступа и Северного Притуранья. Они различны по своей структурно-металлогенической и исходной морфоструктурной позициям и имеют различную продуктивность, но обнаруживают значительное сходство истории и механизма формирования россыпей, их морфологии и распределения в современном и реконструируемом рельефе.

По существующим представлениям [5 и др.], современные морфоструктурные элементы Амуро-Зейской депрессии, определяющие условия россыпеобразования, были заложены в эпоху мезозойской тектономагматической

активизации, а начиная с позднего мела на ее территории началась эпоха длительной тектонической стабилизации, определившей формирование Зейско-Буреинской плиты. В результате выравнивания рельефа на уровень эрозионно-денудационного среза выведено золотое оруденение различных формационных типов, что определило общее пространственное положение золотороссыпных узлов и их продуктивность. Последующая эпоха тектонической активизации, соответствующая в целом неотектоническому этапу, обусловила перераспределение кластогенного золота в пространстве с помощью различных агентов переноса и концентрации его на отдельных благоприятных участках до уровня промышленных месторождений.

В пределах Зейско-Буреинской плиты А. П. Сорокиным выделяются три типа россыпеконцентрирующих структур: а) в областях внутренней денудации (остаточные горные массивы); б) в разделяющих их мезо-кайнозойских депрессиях (впадинах); в) в приразломных депрессиях перирогенных зон (вдоль внешнего обрамления плиты). Все исследованные нами эталонные объекты относятся к двум первым типам россыпеконцентрирующих структур, для которых характерны малоконтрастные тектонические движения. Россыпи приразломных впадин формируются в условиях активных разнонаправленных тектонических движений значительной амплитуды и нами не рассматриваются, поскольку относятся к формированиям перирогенной зоны, имея, на наш взгляд, лишь косвенное отношение к структурам собственно Амуро-Зейской депрессии.

Россыпи исследованного района, как правило, аллювиальные, мелкозалегающие, сконцентрированы в денудационно-аккумулятивном рельефе и имеют неоген-четвертичный возраст. В мезо-кайнозойских аккумулятивных бассейнах (впадинах) возможны и более древние погребенные объекты. Исходя из преимущественно аллювиального генезиса и морфологии россыпей, морфодинамические модели их формирования должны быть основаны прежде всего на анализе динамики и истории развития долинно-эрозионной сети. В данной работе предлагаются некоторые результаты подобного анализа для Амуро-Зейской депрессии, на основе которого проведена реконструкция формирования рельефа ее северо-восточной периферии и типовых условий для формирования россыпей в пределах денудационного и денудационно-аккумулятивного рельефа.

Анализ проводился с помощью авторской методики теоретического моделирования равновесной долинной сети [1, 3]. В основе моделирования лежат известные представления о равновесном продольном профиле реки как о геометрически правильной кривой типа выположенной степенной параболы. Эта кривая носит название геометрического равновесного аналога продольного профиля и может быть достаточно легко рассчитана с использованием унифицированных коэффициентов для каждого порядка долин [1, 2]. Как показывает статистика по другим регионам (Чукотка, Корякия, Памир, Приполярный Урал и др.), большинство современных долин, независимо от общего режима неотектонических движений в районе их формирования, имеют продольные профили в целом очень близкие или практически совпадающие со своими геометрическими аналогами. Таким образом, формирование равновесного продольного профиля долины происходит очень быстро, в геологическом смысле мгновенно. Аномальные отклонения реальных продольных уклонов в долине от теоретически равновесных при сопоставлении реального профиля с геометрическим аналогом могут отражать либо современную динамику формирования долины, либо быть законсервированными тем или иным способом с предыдущих этапов ее развития.

Первое из этих обстоятельств позволяет в количественном выражении определить условия концентрации полезных компонентов и, соответственно, вероятность формирования промышленных россыпей на том или ином отрезке долины. Для этой цели используется коэффициент динамической активности (КДА) продольного профиля долины, который определяется отношением продольных уклонов реального и теоретически рассчитанного продольных профилей [2]. Элементы аномальности продольных профилей, законсервированные с предыдущих этапов развития, позволяют с достаточной сте-

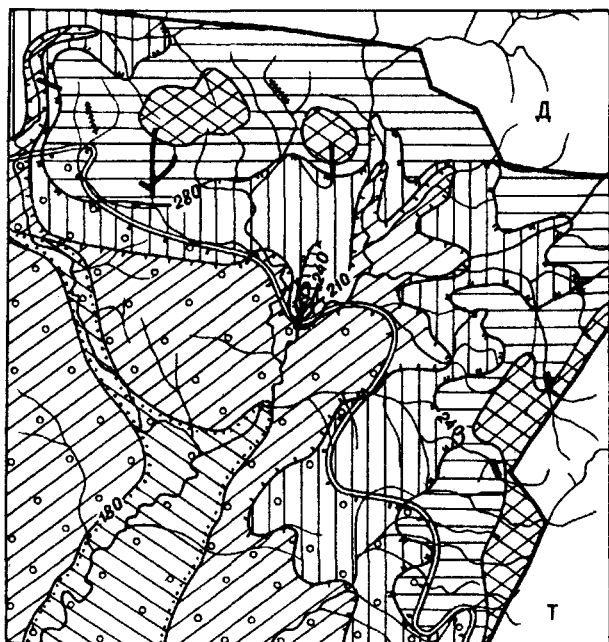
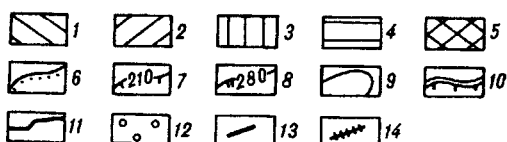


Рис. 1. Схема распределения эрозионно-геоморфологических ступеней (ярусов) и россыпей различного типа формирования на северо-восточной периферии Амуро-Зейской депрессии.

1-5 — эрозионно-геоморфологические ступени (ярусы): 1 — последнего (голоценового) эрозионного вреза (80—180 м); 2 — молодого (позднеплейстоценового) эрозионного вреза (180—210 м), в верхней части местами препарирующего врезы бузулинского (позднеолгоцен-раннемиоценового) возраста; 3 — препарируемых сазанковских (средний — поздний миоцен) врезом; 4 — препарируемых раннебелогорских (плиоцен) врезом; 5 — остаточные эрозионно-денудационные массивы с врезами позднебелогорского и позднечетвертичного времени. 6—9 — нижние границы эрозионно-геоморфологических ступеней: 6 — 180 м, 7 — 210 м, 8 — 240—280 м, 9 — выше 305 м; 10 — граница поля распространения отложений сазанковской свиты; 11 — граница Амуро-Зейской депрессии; 12 — зона аккумулятивного рельефа с эрозионными врезами преимущественно в отложениях белогорской и сазанковской свит; 13 — россыпи, сформированные по модели 1, 14 — россыпи, сформированные по модели 2. Орогенные поднятия в обрамлении АЗД: Д — Джардзинское, Т — Туранское.



пению достоверности реконструировать как развитие долино-эрозионной сети по этапам, так и условия россыпеобразования в ней [3]. Расчет геометрических аналогов и построение теоретически равновесных моделей долинной сети может проводиться вручную, с помощью микрокалькулятора, или с использованием ЭВМ. В отделе россыпей ЦНИГРИ имеется рабочий программный пакет для ПК типа IBM.

В пределах Амуро-Зейской депрессии в процессе анализа геометрические аналоги подбирались с помощью ЭВМ последовательно для каждой долины, начиная с р. Амур. Общим базисом для системы долин в пределах депрессии является участок долины р. Амур непосредственно выше так называемого «Хинганского порога», т. е. antecedentного участка долины при пересечении хр. Малый Хинган, регулирующего сток из впадины. В процессе анализа выявлена продольная геоморфологическая зональность долинной сети, ряд последовательных базисных уровней ее формирования. Современный рельеф Амуро-Зейской депрессии представляет собой аккумулятивно-денудационную равнину с общим пологим уклоном к юго-востоку. Продольные профили долин имеют закономерное распределение уклонов согласно стандартным равновесным кривым соответствующего порядка. При этом во многих из них (реки Зeya, Селемджа, Орловка, Гарь и др.) наблюдаются внешне слабо заметные обратные перегибы продольного профиля, разбивающие его на ряд самостоятельных отрезков. Для каждого из отрезков равновесное распределение продольных уклонов сохраняется лишь при условии поднятия расчетного базиса эрозии до уровня, близкого к уровню обратного перегиба. Таким образом, можно предположить проявление в долинной сети нескольких волн попятной эрозии или циклов формирования, связанных, по-видимому, с колебанием базиса эрозии в районе «Хинганского порога». Современный уровень (урез воды в р. Амур) «Хинганского порога» + 80 м. Последующие базисные перегибы продольных профилей зафиксированы на следующих абсолютных высотах: I — 179 (Селемджа) — 180 м (Зeya); II — 206—214 м (Деп — 210 м, Орловка, в устье

р. Гарь — 214 м, Ульма, Бысса — 206 м); III — 240—280 м (Гарь, Бол. Джелтулак — 280 м, Ясный, Орловка, Бысса — 260 м, Ульма, Некля — 240 м, Алеун — 255—280 м). В долинах Северного Притуранья, кроме того, отмечается базисный перегиб на абсолютных отметках 305—308 м.

Наличие указанных уровней позволяет выделить на исследованной территории несколько последовательных эрозионно-геоморфологических ступеней (ярусов), соответственно, в интервалах абсолютных высот: 1 — 80—180 м; 2 — 180—214 м; 3 — 206—280 м; 4 — 240—305 м; 5 — выше 305—308 м. Третья, четвертая и, отчасти, вторая ступени преимущественно представлены зоной аккумулятивно-денудационного рельефа. На прилагаемой схеме (рис. 1) эта зона находится вне поля распространения сазанковской свиты. На водораздельных пространствах в ее пределах широко развиты денудационные поверхности выравнивания с абсолютными высотами, соответственно, 220 м для второй, 280—320 м для третьей и 360—400 м для четвертой эрозионно-геоморфологических ступеней.

Выдержанность абсолютных отметок как базисных (эрозионных), так и вершинных (денудационных) уровней позднекайнозойского (неоген-четвертичного) возраста по обширной и достаточно структурно разнородной территории свидетельствует о слабой тектонической активизации и слабой дифференциации ее на новейшем этапе развития и, соответственно, о необходимости рассматривать эту территорию как единичную, достаточно стабильную и монолитную морфоструктуру плитного характера на протяжении всего кайнозоя, что в целом соответствует существующим представлениям о ней, как о Зейско-Буреинской плите [5]. Об этом же свидетельствует и характер распределения мощностей рыхлых отложений в аккумулятивных бассейнах депрессии на неотектоническом этапе. Как в северо-западной (Ушумунской), так и в восточной (Амуру-Селемджинской) впадинах средние мощности бузулинской, сазанковской и белогорской свит, рассчитанные по всем имеющимся буровым данным, очень близки и колеблются от 40 до 50 м (хотя полные вариации мощностей по отдельным скважинам достаточно значительны). Общие мощности свит слабо сокращаются от центральных аккумулятивных бассейнов к периферии депрессии, в том же направлении постепенно повышается общий уровень подошвы каждой из свит, составляя общий уклон соответствующих полигенетических поверхностей выравнивания.

Более сложен и неоднозначен вопрос с конкретной возрастной привязкой выделенных эрозионно-денудационных ступеней. Корреляция современных эрозионных врезов с имеющимися в пределах депрессии стратиграфическими комплексами позднекайнозойских отложений позволяет выделить три основные эрозионно-геоморфологические зоны:

I — зона молодых, плейстоценовых врезов, вызванных понижением уровня «Хинганского порога» (первая и, в значительной мере, вторая ступени). Это зона преимущественно аккумулятивного рельефа, ограниченного полем распространения сазанковской свиты (см. рис. 1). Врезы здесь выработаны, главным образом, в рыхлых отложениях белогорской и сазанковской свит;

II — зона выработанных и частично вскрытых современной эрозией реликтовых врезов раннебелогорского, сазанковского и, частично, бузулинского возраста в интервале высот по тальвегам долин 206—308 м (непосредственно выше границы распространения сазанковской свиты). Нижняя ступень (206—280 м) первично сформирована в сазанковское время, а верхняя — в белогорское. Таким образом, врезы этой зоны происходили на фоне повышения уровня базиса эрозии с миоцена по средний плейстоцен. Частичное же обнажение древних врезов происходило уже в позднем плейстоцене, в результате начавшегося понижения уровня базиса;

III — зона современных выработанных и незавершенных врезов верхних частей долин в останцовом или частично активизированном эрозионно-денудационном рельефе (остаточные массивы). Некоторые из этих врезов были сформированы в позднебелогорское время (средний плейстоцен) в процессе формирования аккумулятивной толщи соответствующего возраста и впоследствии полностью наследованы современной гидросетью.

Новейшая история развития рельефа Амуро-Зейской депрессии представляется в виде нескольких этапов последовательного концентрического расширения области аккумуляции, распространяющейся от двух заложённых в мезозое центров седиментации (впадин) к северу и северо-востоку по периферии. Восточная граница Амуро-Селемджинской впадины при этом была почти неизменна, совпадая с осевой частью зоны активного Притуранского разлома, ограничивающего Туранское сводово-глыбовое поднятие с запада. На севере зона аккумуляции на каждом этапе расширялась очень существенно и к концу белогорского времени (Q_{1-II}) охватила практически весь Мамынский выступ. Расширение зоны аккумуляции, с учетом общего достаточно стабильного тектонического режима в пределах Зейско-Буреинской плиты, происходило, главным образом, за счет активных поднятий по оси Туранского и Малохинганского хребтов, т. е. повышения уровня «Хинганского порога». Поднятие это было, по-видимому, пульсационным, поскольку каждый этап активизации сменялся эпохой относительной тектонической стабилизации, в процессе которой формировался денудационно-аккумулятивный рельеф определенного уровня и выработывалась равновесная долинная сеть от соответствующего базиса эрозии. В коренном ложе депрессии формировалась последовательная пологая лестница эрозионно-денудационных ступеней, а в разрезе рыхлых кайнозойских отложений в бассейнах аккумуляции — несколько погребённых (к настоящему времени частично экспонированных) полигенетических поверхностей выравнивания.

В позднем плейстоцене поднятие Малого Хингана, по-видимому, практически прекратилось, начались эрозионное понижение уровня «Хинганского порога» и современное расчленение аккумулятивной равнины с постепенным «откапыванием» древнего эрозионно-денудационного рельефа. Современная гидросеть во многих элементах наследует долинную сеть предшествующих этапов, но иногда по разным причинам заметно меняет свой план.

Механизм формирования новых эрозионных врезов в результате поднятия уровня базиса и снижения общей энергии рельефа представляется нам следующим [3]. При стабилизации базиса эрозии, после его резкого повышения, нижняя часть выработанных равновесных долинных врезов оказывается ниже базиса (переуглубленной) и заполняется осадками. На уровень базиса выходят относительно приподнятые верхние части выработанных на предыдущем этапе продольных профилей долин, уклоны которых значительно выше необходимых для сопряжения с базисом и сохранения равновесия. Нарушение равновесного состояния в продольных профилях вызывает усиление эрозии, начиная от нового базиса вверх по долине. Одновременно с новым профилем равновесия речных долин формируются и придолинные педименты, которые в зависимости от продолжительности эпохи стабильного режима распространяются на водораздельные пространства, формируя поверхности денудационного выравнивания определенного уровня, последние, в свою очередь, плавно сопрягаются с аккумулятивными равнинами соответствующего возраста и образуют единые полигенетические поверхности выравнивания (рис. 2).

Важное место в процессе формирования долин в условиях общего повышения базиса эрозии играют остаточные эрозионно-денудационные массивы. На каждом из этапов полигенетического выравнивания площадь их постепенно сокращается. Наличие несрезанного денудацией ядра массива поддерживает баланс наносов в местных водотоках, сохраняя их в состоянии динамического равновесия. При этом с сокращением площади массива масштаб водотоков (порядок долин), в которых баланс сохраняется, также становится все более мелким. Так, в Октябрьском районе на Мамынском выступе и в Притуранье, где площади массивов достаточно велики, равновесное состояние долин сохраняется до V—VI порядка (реки Бол. Джелтулак, Ульма, Алеун), а в бассейне р. Сохатиная и районе пос. Майский (Глубокинский и Майский золотороссыпные узлы) равновесными являются лишь долины порядков менее III—IV. Равновесие в таких долинах подтверждается совпадением современного продольного профиля с теоретически равновесным

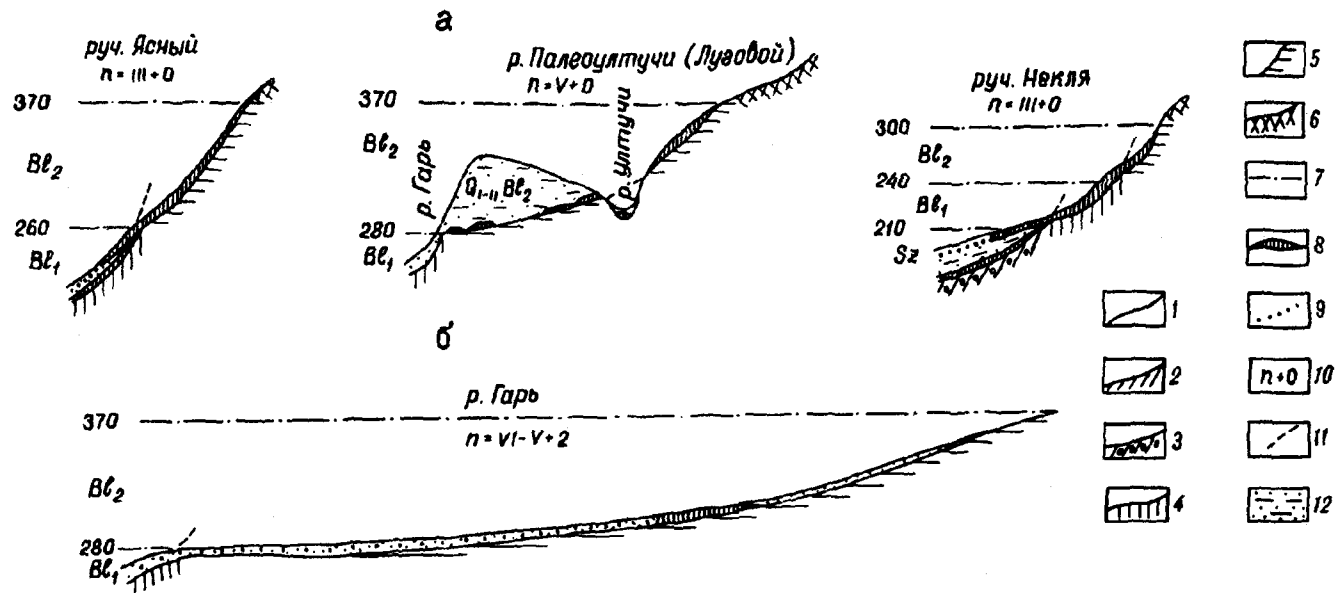


Рис. 2. Строение типичных золотоносных долин на северо-востоке АЗД (а — при наличии остаточного эрозионно-денудационного массива (модель 1); б — после срезания массива (модель 2)).

1 — продольный профиль вдоль тальвегов долин, выработанных в коренном ложе депрессии; 2–6 — возраст циклов эрозионных врезов (долин): 2 — палеогеновые, погребенные отложениями бузулинской свиты, 3 — бузулинские (олигоцен-раннемиоценовые), погребенные отложениями сазанковской свиты, 4 — сазанковские (средне-позднемиоценовые), частично препарированные или погребенные отложениями нижнебелогорской подсвиты, 5 — раннебелогорские (плиоценовые), частично препарированные или погребенные отложениями верхнебелогорской подсвиты, 6 — позднебелогорские и современные (четвертичные); 7 — уровни формирования аккумулятивных циклов (полигенетические поверхности выравнивания) и их возраст; 8 — россыпи; 9 — россыпные шлейфы; 10 — порядок современного водотока в долине и его соответствие древним врезам по распределению продольных уклонов в долине; 11 — линии древних срезанных тальвегов; 12 — рыхлые отложения, заполняющие долины.

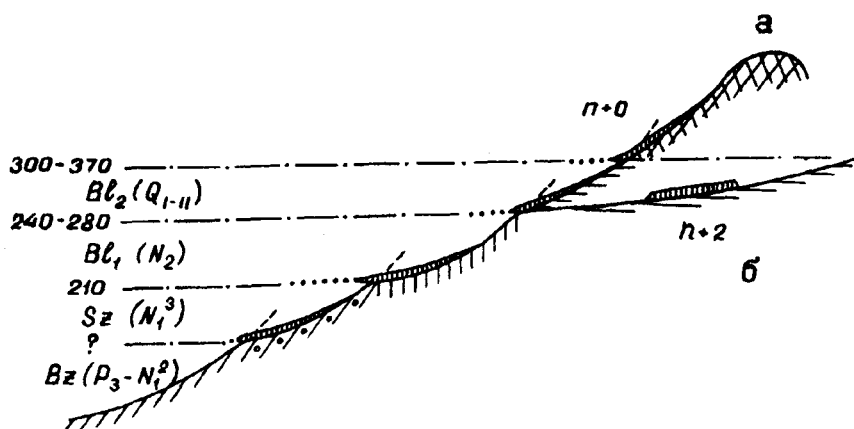


Рис. 3. Схема формирования долин и россыпей северо-восточной периферии АЗД.
 а — в условиях модели 1; б — в условиях модели 2. Усл. обозн. см. на рис. 2.

(геометрическим аналогом) для долин того же порядка. Современные врезы в таких долинах практически полностью соответствуют по глубине древним (раннебелогорским или сазанковским), «откапывая» их или в разной степени разобшаясь с ними в плане.

Полное срезание остаточного эрозионно-денудационного массива в процессе выравнивания на каком-либо из этапов приводит к одряхлению рельефа и постепенному отмиранию гидросети. Отмирание начинается с верховьев долин, с долин малых порядков. Порядок и водность водотоков уменьшаются, но, несмотря на это, они сохраняют равновесное состояние сильно уменьшившегося потока наносов даже в прежних долинах с продольными профилями более крупных рек. Порядок современных водотоков на таких площадях (реки Гарь, Орловка и др.), как правило, на 2—3 единицы меньше, чем порядок их долин, восстановленный теоретически по характеру распределения продольных уклонов (рис. 3). Несоответствие современных водотоков размерам долин в пределах выположенного дряхлого рельефа наблюдается и визуально, что отмечается практически всеми исследователями в этих районах.

На исследованной территории к настоящему времени выявлено несколько десятков золотоносных россыпей разного масштаба, сконцентрированных в 10 узлах (Ясенский, Гаринский, Октябрьский, Мамынский, Глубокинский, Майский, Быссинский, Иси канский, Ульминский и Алеунский), из которых 6 располагаются в пределах Мамынского выступа, а 4 последних — в Северном Притуранье.

Выделенные золотороссыпные узлы значительно различаются между собой по структурно-металлогенической и исходной морфоструктурной позиции. Вместе с тем подавляющее большинство выявленных россыпей этого района приурочены к третьей и четвертой эрозионно-геоморфологическим ступеням, т. е. сконцентрированы в пределах II зоны аккумулятивно-денудационного частично экспонированного рельефа белогорско-сазанковского возраста. Это позволяет проанализировать положение и условия формирования россыпей в древнем (в данном случае, белогорском и, частично, сазанковском) и в современном рельефе, построить морфодинамические модели и распространить их как на более древний (сазанковский, бузулинский) рельеф, погребенный в настоящее время в пределах депрессии (I зона), так и на более молодой, формирующийся эрозионно-денудационный рельеф в пределах пятой эрозионно-геоморфологической ступени (III зона).

Для россыпей большинства выделенных узлов (исключая Гаринский и Мамынский) характерна приуроченность к обратным перегибам продольного профиля долин, т. е. россыпи концентрируются у основания эрозионно-гео-

морфологических ступеней. Это характерно для россыпей, формирующихся в условиях тектонической стабилизации на фоне циклически поднимающегося базиса эрозии, и для других золотоносных регионов [3]. Максимальные концентрации золота в россыпях, формирующихся в таких условиях, в частности, в пределах северных приморских аккумулятивно-денудационных депрессий Чукотки, достигаются у основания цикловых эрозионных врезов. Наиболее устойчивые повышенные промышленные концентрации наблюдаются, как правило, в долинах со сближенными эрозионными ступенями, т. е. прежде всего на относительно крутых склонах остаточных эрозионно-денудационных массивов. Такая картина наблюдается в Ясенском, Октябрьском, Глубокинском, Майском и во всех золотороссыпных узлах Северного Приуралья. Наиболее золотоносны при этом долины III—IV порядка. Для их продольных профилей в каждом цикле характерно правильное равновесное распределение продольных уклонов с полным соответствием современного и древнего порядка долин. Соответствие современных и древних врезов по глубине и, в значительной мере, в плане обуславливает на таких площадях практически полный морфогенетический набор аллювиальных россыпей от современных русловых (главным образом, за счет перемыва более древних) до древних подувальных и погребенных водораздельных (россыпь Ултучи — Луговой в Октябрьском узле).

Таким образом, наличие в пределах перспективной площади остаточного эрозионно-денудационного массива способствует сохранению динамики россыпеобразующих процессов аналогично неотектонически приподнятому блоку при стабильном базисе, но эпохи россыпеобразования здесь значительно более растянуты во времени, не ограничиваясь лишь периодами неотектонической активизации. Поэтому россыпи в условиях стабильного режима более четко морфологически выражены и при равных коренных источниках относительно более богаты по сравнению с россыпями приподнятых блоков. Имеются отличия и в характере распределения россыпей. На неотектонически активизированных площадях основные концентрации приурочены, как правило, к зонам неотектонических уступов и располагаются непосредственно на перегибах продольных профилей и ниже их.

Полное срезание остаточного эрозионно-денудационного массива, приводящее к одряхлению долинной сети, резко изменяет и условия россыпеобразования. Оно на таких площадях резко затухает, поскольку поступление золота из коренных источников практически прекращается. Более того, ранее сформированные россыпи, находящиеся в зоне воздействия экзогенных процессов, начинают постепенно разрушаться за счет выноса золота в тонкодисперсном и растворенном состоянии, частично переформируясь в современные русловые и косовые россыпи, в том числе и за пределами районов его первоначального залегания. В основной (материнской) россыпи сохраняется преимущественно относительно крупное золото. Такие остаточные долинные россыпи с золотом повышенной крупности наблюдаются в Гаринском и Мамыньском узлах. Золотоносные шлейфы с достаточно высоким содержанием мелкого и тонкого золота прослеживаются ниже россыпей по р. Гарь на расстояние более 60 км (вплоть до устья р. Бол. Джелтулак и ниже). Аналогичная картина наблюдается в верховьях долины р. Мамынь (Орловка) и на р. Адамиха.

Таким образом, на исследованной территории северной и северо-восточной периферии Амуро-Зейской депрессии, в пределах которой находятся 10 известных золотороссыпных узлов, можно достаточно однозначно выделить две основные морфодинамические модели формирования россыпных месторождений. Обе они реализуются в условиях относительной неотектонической стабилизации территории на фоне длительного (с середины олигоцена по средний плейстоцен) пульсационно-циклического поднятия местного (р. Амур) базиса эрозии и денудации и его достаточно быстрого опускания на заключительном этапе (поздний плейстоцен — голоцен).

Первая модель реализуется при наличии в пределах металлогенически перспективной площади остаточного эрозионно-денудационного массива. Ее

Модель	Уровень базиса эрозии, м	Уровень денудационных поверхностей выравнивания, м	Номера эрозионно-денудационных ступеней на схеме (см. рис. 1)	Возраст эрозионно-денудационных ступеней и формирования россыпей	Количество ступеней в пределах ЗРУ	Современный порядок основных долин с россыпями (n_1)
1	180	220	2	Bs (P_3-N_1)	2—3	III—IV
	210	300—320	3	Sn (N_1^{2-3})		
	240—280	380—400	4	Bl ₁ (N_2)		
	305—370	—	5	Bl ₂ (Q)		
2	(180)	(220)	2	Bs (P_3-N_1)	1	IV—V
	(210)	(300—320)	3	Sn (N_1^{2-3})		
	260—280	380	4	Bl ₁ (N_2)		

характерными элементами являются (см. рис. 2, 3): последовательная лестница нескольких цикловых эрозионных врезов (эрозионно-геоморфологических ступеней); равновесные продольные профили долин, порядок которых соответствует их современным водотокам (см. таблицу). Здесь представлен практически весь морфологический спектр аллювиальных россыпей от современных русловых и долинных до древних подувальных и погребенных водораздельных, а также ложковые и элювиальные. В аллювиальных россыпях золото, как правило, приурочено к инстративному и перстративному аллювию нормальной мощности с приплотиковыми промышленными пластами (по [4]). На границах разновозрастных эрозионных врезов (на обратных перегибах продольного профиля долин) приплотиковый промышленный пласт более молодого вреза переходит в висячее состояние и, постепенно обедняясь, превращается в россыпной шлейф. Плотиковый промышленный пласт при этом сохраняется, но становится, как правило, более бедным и имеет более древний возраст предшествующего эрозионного вреза. Наиболее отчетливо такое расщепление пластов наблюдается на россыпях руч. Ясный (на уровне 260 м) и руч. Некля (на высотах 210 и 240 м).

Вторая модель имеет место в пределах дряхлого выровненного рельефа одной эрозионно-денудационной ступени при отсутствии остаточного массива. Для таких участков характерно резкое на 2—3 порядка несоответствие величины современного водотока размерам выработанной долины, в количественном выражении четко фиксирующееся при анализе продольных профилей. В них развиты преимущественно древние остаточные долинные россыпи с относительно повышенной крупностью металла. Основные концентрации в таких россыпях приурочены к западинам плотика днища долины, россыпи характеризуются неравномерностью распределения и близки по внешним морфологическим характеристикам к россыпям больших долин. Типичными представителями россыпей второй модели формирования являются россыпи Гаринского и Мамынского золотороссыпных узлов, элементы этой модели отмечаются также в Быссинском и Глубокинском узлах.

Методика теоретического моделирования палеодолин в условиях слабой неотектонической дифференциации исследованной территории позволяет с достаточной степенью достоверности реконструировать погребенные в пределах современных водоразделов палеодолины по их разрозненным единичным

Формирования россыпей

Древний расчетный порядок тех же долин (n_2)	Изменение порядка долин от древних к современным ($n_2 - n_1$)	Основные морфогенетические типы россыпей	Золотороссыпные узлы (в скобках — частичное или возможное участие отдельных россыпей ЗРУ в данной модели)
III — V	0 — + 1	<p>Аллювиальные линейные, четко морфологически выраженные</p> <p>Открытые: долинные, террасовые, погребенные, подувальные, водораздельные.</p> <p>Ниже границы эрозионной ступени два продуктивных пласта</p>	<p>(Майский)</p> <hr/> <p>Ясненский Майский (Глубокинский) (Ульминский) (Алеунский)</p> <hr/> <p>Ясненский Октябрьский Глубокинский Майский Быссинский Ульминский Алеунский Исиканский</p> <hr/> <p>Исиканский</p>
VI — VII	+ 2 — + 3	<p>Аллювиальные остаточные с неравномерным гнездовым распределением и относительно крупным металлом (типа россыпей больших долин)</p>	<p>—</p> <hr/> <p>(Глубокинский)</p> <hr/> <p>Гаринский Мамынский (Октябрьский) (Быссинский) (Ульминский)</p>

фрагментам и локализовать в них участки наиболее вероятного обнаружения россыпей. Примером такой реконструкции может служить древняя долина Ултучи — Луговой на правом борту р. Бол. Джелтулак (Октябрьский узел). По фрагментам сазанковской и бузулинской препарированной или выявленной бурением (например в долине руч. Некля) долинной сети можно восстановить наиболее вероятное плановое положение и глубину залегания основных древних долин этого возраста под отложениями белогорской и сазанковской свит, а также их общую морфологию и, соответственно, возможную морфологию залегающих в них россыпей. Возможность наличия и предполагаемая продуктивность россыпей определяются исходя из структурно-металлогенической обстановки анализируемого участка. Отнесение прогнозируемых россыпей в реконструированных долинах к той или иной морфодинамической модели определит конкретную методику поисков, их технико-экономическую целесообразность.

Самостоятельным локализационным критерием, как отмечалось выше, может служить количественный показатель — КДА [2]. Оптимальные для концентрации золота значения КДА находятся в интервале 1,6—2,6 в зависимости от крупности металла в россыпи. Насыщенность россыпей на участках с оптимальными значениями коэффициента повышается в среднем от 1,5 до 4 раз относительно среднего для россыпи фонового уровня. К сожалению, полученной нами статистики по распределению золота в зависимости от КДА в россыпях района недостаточно для определения полностью достоверного оптимального интервала значений КДА, но имеющиеся разрозненные данные по россыпям Гаринского, Октябрьского, Мамынского и Майского узлов находятся в соответствии с хорошо обеспеченными статистикой данными из других регионов. Это позволяет предварительно использовать выделенный критерий и для территорий Амура-Зейской депрессии.

Резюмируя изложенное выше, можно сделать следующие выводы.

1. Россыпи на северо-восточной периферии Амура-Зейской депрессии формировались в условиях слабой неотектонической активизации и морфоструктурной дифференциации по площади. Это позволяет рассматривать обширную и достаточно геологически разнородную территорию как единую новейшую морфоструктуру плитного характера (Зейско-Буреинская плита).

2. В течение длительного времени (начиная с позднего олигоцена по средний плейстоцен) формирование современного рельефа и россыпей указанного района происходило на фоне пульсационного поднятия уровня базиса эрозии, что в значительной мере определяло специфику рельефо- и россыпеобразования. На заключительном этапе (поздний плейстоцен — голоцен) наблюдается значительное понижение уровня базиса эрозии, что обусловило вскрытие из-под чехла рыхлых отложений и препарировку части древних эрозионно-денудационных уровней.

3. В указанных условиях выделяются две основные морфодинамические модели формирования россыпей: на относительно крутых бортах остаточных эрозионно-денудационных массивов и в дряхлом пенепленизированном рельефе с отмирающей гидросетью. В первой модели остаточный массив обеспечивает длительное равновесное состояние гидросети и благоприятные условия для формирования россыпей. Вторая модель является, по существу, трансформацией первой, наступающей после полного срезания остаточного массива, в результате чего происходит постепенное отмирание гидросети, затухание процесса россыпеобразования, вынос из россыпей мелких фракций металла и приобретение ими своеобразного облика россыпей крупных долин. Таким образом, каждая из выделенных моделей имеет свои достаточно четкие морфологические черты.

4. Методика анализа продольных профилей современной и древней препарированной долинно-эрозионной сети и распределения россыпей позволяет реконструировать положение древней долинной сети и на участках ее современного погребения под рыхлыми отложениями, позднего кайнозоя, условия формирования россыпей на различных ее отрезках и прогнозировать обнаружение россыпей на древних эрозионно-денудационных уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казаринов С. Л. Определение порядка древних погребенных долин // Колыма.— 1979.— № 11.— С. 38—39.
2. Казаринов С. Л. Некоторые динамические характеристики древних погребенных долин и их связь с россыпной золотоносностью // Континентальные россыпи Востока СССР. Ч. I.— Благовещенск, 1982.— С. 203—204.
3. Казаринов С. Л. Реконструкция условий россыпеобразования и прогнозирование россыпей на основе теоретического моделирования палеодолин // Россыпи складчатых (орогенных) областей. Ч. 3.— Бишкек, 1991.
4. Рыжов Б. В. Группы и типы продуктивных пластов аллювиальных россыпей // Концентрация и рассеяние полезных компонентов в аллювиальных россыпях.— Якутск, 1985.
5. Сорокин А. П. Морфоструктура и кайнозойские россыпи золота Приамурья.— М.: Наука, 1990.

ЦНИГРИ
Москва

Поступила в редакцию
16 июня 1992 г.

УДК 553.69 : 666.5

С. П. Кузьменко, Ю. Д. Юрочкин

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЫ БОМБА — НОВЫЙ ВИД ФАРФОРОВОГО СЫРЬЯ ПРИАМУРЬЯ

Обосновывается перспективность дальневосточного региона на фарфоровый камень, аналогичный гусевскому, потребляемому Владивостокским фарфоровым заводом. В частности, дается краткая характеристика выявленного авторами месторождения фарфорового камня г. Бомба, описаны состав и свойства сырья, приводятся рецепты фарфоровых масс на основе вторичных кварцитов г. Бомба и их технологические свойства. Сделан вывод о пригодности бомбинского сырья для производства хозяйственного фарфора, а месторождение характеризуется как крупное повышенной значимости в связи с хорошим качеством сырья, простыми условиями отработки и нахождением в экономически освоенном районе.

© С. П. Кузьменко, Ю. Д. Юрочкин, 1993

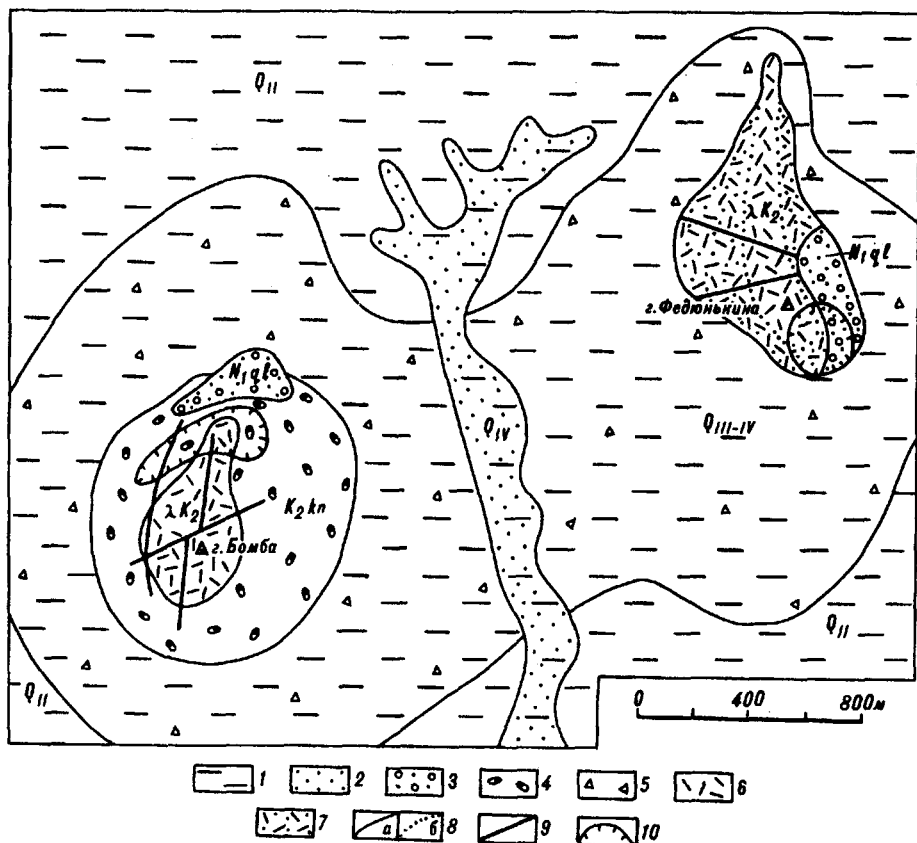


Рис. 1. Схема геологического строения проявления фарфорового камня г. Бомба.

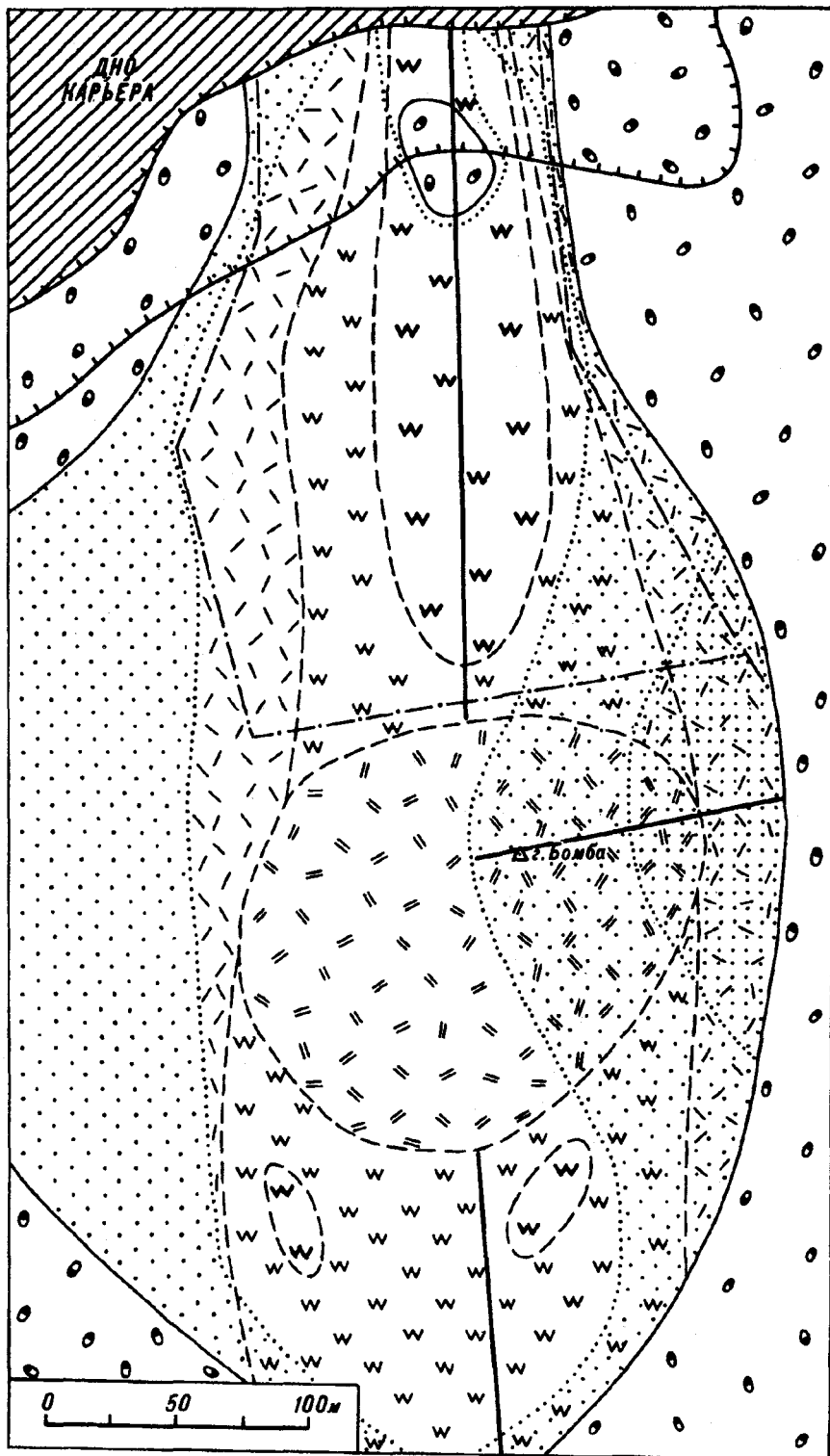
1-5 — осадочные образования: 1 — глины; 2 — пески; 3 — галечники; 4 — конгломераты; 5 — обломки пород; 6, 7 — вулканогенные образования: 6 — риолиты, 7 — туфы риолитов; 8 — границы (а — между разновозрастными образованиями, б — между литологическими разностями); 9 — тектонические нарушения; 10 — уступы карьеров.

В СНГ имеется 44 фарфоровых завода, причем 17 из них расположено на Украине. Дальний Восток располагает двумя заводами, находящимися в городах Владивостоке и Артеме. Дальневосточные заводы являются для страны уникальными, так как основу их производства составляет фарфоровый камень Гусевского месторождения, расположенного в бассейне р. Грязная западнее ж. д. ст. Веневитиново близ г. Владивостока. Фарфоровыми камнями называют тонкозернистые, светлоокрашенные беложгущиеся продукты гидротермально-метасоматических изменений (каолинизации, мусковитизации, пирофиллитизации) кислых или средних субинтрузивных, эффузивных пород с содержанием красящих окислов не более 1 %. Фарфоровый камень Гусевского месторождения — это относительно плотная, массивная, тонкозернистая порода, представляющая собой вторичный кварцит, образованный в результате гидротермально-метасоматического преобразования дацитовых порфиров позднемелового возраста.

В Дальневосточном регионе Гусевское месторождение отнюдь не единственное. В Приморье, Хабаровском крае и Амурской области известно 24 месторождения и проявления фарфоровых камней. Б. Ф. Горбачев с соавторами* выделяют Дальневосточную провинцию фарфоровых камней. В ее пределах можно выделить три узла: Приморский, Нижнеамурский и Хинганский.

В пределах Приморского узла помимо Гусевского имеются Сергеевское и Алексеевское месторождения, которые в настоящее время не эксплуатируются. На Нижнем Амуре известно до пятнадцати проявлений фарфо-

* Горбачев Б. Ф., Финько В. И., Васянов Г. П. и др. Фарфоровые камни СССР. — М.: Недра, 1988.











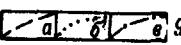


- | | | | | | | | |
|---|--|--|---|---|---|---|---|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |  6 |  7 |  8 |
|  9 |  10 |  11 | | | | | |

Рис. 2. Схема гидротермальной проработки вулканитов г. Бомба.

1 — конгломераты; 2—5 — степень гидротермального изменения вулканитов: 2 — риолиты (вторичного кварца до 20 %), 3 — риолиты (вторичного кварца до 50 %), 4 — кварциты (вторичного кварца до 70 %), 5 — кварциты (вторичного кварца более 70 %); 6—8 — содержания красящих окислов в вулканитах (%): 6 — до 0,5, 7 — от 0,5 до 1,0, 8 — более 1,0; 9 — границы (а — интенсивности гидротермальных изменений, б — содержания красящих окислов, в — перекрестившего участка); 10 — тектонические нарушения; 11 — уступы карьера.

рового камня, из которых наиболее известно «Белая Гора». Предварительные результаты изучения этого сырья* показали, что оно по своим качественным показателям незначительно отличается от фарфорового камня Гусевского месторождения и может использоваться в керамическом производстве.

В 1973 г. в пределах Хинганского узла Дальневосточной провинции фарфоровых камней С. М. Брагинским в истоках р. Кимкан были выявлены гидротермально измененные фельзориолиты, которые при обжиге давали белый череп. В 1989 г. сотрудниками ДВИМСа была обследована останцовая сопка под названием Бомба, расположенная в 0,5 км юго-восточнее с. Бирофельд и сложенная гидротермально измененными эффузивами. Она возвышается над окружающей равниной на 130 м и имеет в плане округлую форму с диаметром у основания около 1000 м. Общая площадь сопки 0,273 км². С востока к г. Бомба примыкает более низкая, вытянутая в северном направлении гора Федюнькина, также сложенная аргиллизированными эффузивами и их туфами кислого состава. Площадь, занятая этой сопкой, составляет 0,332 км².

По данным В. В. Бобылева и С. П. Кузьменко (материалы геологической съемки), в геологическом строении Бомбинского проявления принимают участие конгломераты, песчаники и алевролиты кундурской свиты (K₂kn), неогеновые галечники головинской свиты (N₁ql), образования современного, верхнего и среднего звеньев четвертичной системы, а также субвулканические гидротермально измененные риолиты и их туфы позднемелового возраста (AK₂), вероятно, комагматичные богучанской свите (рис. 1).

Объектом исследования служат гидротермально переработанные вулканиты кислого состава, являющиеся субвулканическими образованиями и слагающие сопки Бомба и Федюнькина. Вулканиты представлены массивными риолитами либо туфами риолитов, в основном встречающимися на г. Федюнькина.

Риолиты макроскопически — белые или светло-серые плотные породы. Текстура их массивная, структура порфировая. Вкрапленники размером 0,5—1 мм представлены агрегатами каолинита, вероятно, полностью заместившего полевые шпаты. Основная масса породы состоит из вулканического стекла, в различной степени раскристаллизованного. Она отличается большим разнообразием структур (фельзитовой, микропойкилитовой, микрогранобластовой, микролепидогранобластовой). Состав основной массы кварц-полевошпатовый. Почти всегда отмечается раскристаллизация. Акцессорные минералы крайне редки, представлены они апатитом и цирконом.

Контакты риолитов с конгломератами кундурской свиты весьма сложные, в своем большинстве вертикальные. Иногда наблюдаются тектонические контакты. Эффузивы на контакте зачастую осветлены. Их вещество в зонах контактов контаминировано, насыщено обломками конгломератов. Непосредственно на контактах отмечается зона закалки, в которой под микроскопом наблюдаются интенсивно катаклазированные обломки кварца, полевого шпата, алевропесчаников, кристаллических сланцев, эффузивов, погруженных в фельзитоподобную основную массу кварц-полевошпатового состава. Туфы г. Федюнькина кислые, витролитокластические псаммитопсефитовые с пирокластической текстурой. Обломочный материал представлен обломками риолитов, дацитов, песчаников, андезитов, пемзовидного стекла. Пепловый материал частично перекристаллизован с выделением новообразованного кварца, гидрослюд и каолинита.

На обеих возвышенностях, имеющих на объекте, в вулканитах и конгломератах зафиксированы многочисленные дизъюнктивные нарушения,

* См. Горбачев и др., 1988.

хорошо прослеживаемые на местности. Довольно четко выделяются три группы разломов: кольцевые, меридиональные и субширотные. С разломами связаны метасоматические изменения в риолитах, выражающиеся во вторичном окварцевании этих пород и их ожелезнении.

Вулканыты Бомбинского проявления в значительной степени подверглись воздействию гипергенных процессов. По знакам нарушения, как правило, развита линейная кора выветривания. Эффузивы в подобных местах превращены в глину, красноватую, ожелезненную в значительной мере (до 60 %), представленную каолином.

Как уже указывалось, рассматриваемые риолиты и их туфы подверглись гидротермальной переработке, которую по интенсивности можно разбить на четыре степени:

первая — практически неизменные риолиты, занимающие вершинную часть г. Бомба, с содержанием вновь образованного кварца до 20 %;

вторая — риолиты, слабо затронутые гидротермальными процессами, с содержанием вторичного кварца до 50 %. Эти риолиты слагают краевые части г. Бомба и расположены в удалении от меридиональных разломов;

третья — кварциты с содержанием кварца от 50 до 70 %. Площадь распространения их в пределах г. Бомба вытянута в меридиональном направлении. Они встречаются как на юге, так и на севере сопки;

четвертая — кварциты, наиболее гидротермально измененные, с содержанием кварца 70—80 %. Они непосредственно примыкают к крупному меридиональному разлому, делящему г. Бомба на две почти равные части (рис. 2).

В породах первой степени гидротермальной переработки новообразования представлены кварцем и каолинитом. Последний отмечается в виде полупрозрачных зерен и их агрегатов, размером 0,03—0,07 мм. Иногда он в виде тонких чешуек встречается между зернами кварца. Общее количество новообразованных минералов составляет 5—10 %. Химические анализы гидротермалитов приведены в таблице.

Гидротермалиты второй степени наиболее распространены в пределах рассматриваемой площади. Ведущими новообразованными минералами в них являются кварц и каолинит. Кварц представлен округлыми замутненными зернами размером от 0,2 до 0,05 мм. Иногда эти зерна содержат в себе включения полевых шпатов, по которым интенсивно развивается каолинит. С последним вместе спорадически встречаются чешуйки гидрослюда. Количество новообразованных кристалликов кварца составляет 15—20 %.

В гидротермалитах третьей степени новообразованными минералами также являются кварц и каолин, по морфологическим признакам и характеру включений сходные с охарактеризованными выше. Отличаются эти гидротермалиты лишь повышенным содержанием кварца и характером химизма. Количество кремнезема в них не понижается до 78 %, а количество щелочей ничтожно (см. таблицу).

Кварциты четвертой степени гидротермальной переработки характеризуются максимальной интенсивностью изменения и петрографически исследованы наиболее полно. Перекристаллизованный кварц выделяется в виде округлых зерен размером 0,2—0,05 мм, замутненных пелитовыми частицами и точечной рудной пылью. Отмечается также и чистый прозрачный кварц, количество которого составляет 40—50 %. Каолинит локализуется в межзерновых пространствах кварца и представлен микрочешуйчатыми агрегатами размером 0,001 мм.

Содержание каолинита колеблется от 25 до 35 %. Таблички полевых шпатов, наблюдаемые иногда в виде включений в кварце, также полностью замещены каолинитом. Наличие каолинита подтверждается и термическим анализом глинистой фракции, отмытой из бороздовых проб. В некоторых шлифах отмечаются отдельные реликтовые участки, сложенные риолитами, составляющие 5—10 % от общего объема породы. В тектонически ослабленных зонах отмечаются микротрещинки, выполненные пленочными гидроксидами железа. Вдоль этих микротрещинок в каолиновых агрегатах отмечаются оолитоподобные выделения тех же гидроокислов. Минералогический

Степень гидротерм. переработки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
1	76,68	0,06	14,67	0,86	0,25	0,01	0,50	1,10	0,19	0,17	0,05	5,48	100,02
2	76,90	0,05	15,50	0,02	0,23	0,01	0,35	0,90	0,27	0,15	0,05	5,60	100,03
3	78,8	0,02	12,34	2,50	0,25	0,03	0,32	0,80	0,05	0,05	0,04	4,8	99,63
	79,5	0,02	13,3	0,83	0,25	0,01	0,32	0,42	0,05	0,05	0,03	5,1	99,51
	79,0	0,02	13,5	1,20	0,25	0,25	0,35	0,90	0,05	0,05	0,04	5,09	100,1
4	80,8	0,02	12,90	0,40	0,25	0,02	0,28	0,62	0,05	0,05	0,03	4,76	99,81
	80,8	0,06	13,10	0,42	0,25	0,02	0,35	0,58	0,05	0,05	0,02	4,86	100,21
	81,8	0,02	11,7	0,60	0,25	0,03	0,38	0,69	0,05	0,05	0,03	4,25	99,48
	79,9	0,02	13,4	0,36	0,25	0,01	0,46	0,52	0,05	0,05	0,03	4,93	99,61
	79,8	0,02	13,3	0,50	0,25	0,01	0,35	0,62	0,05	0,05	0,02	5,03	99,63
	79,8	0,02	12,6	0,55	0,25	0,05	0,38	1,02	0,05	0,05	0,03	5,0	99,48

анализ дробленых бороздовых проб показал повсеместное наличие каолина, которое подтверждается реакцией с метиленовой синью. Даже в песчаной фракции каолин представлен корочками и примазками белого цвета.

В глинистой фракции отмечается плотный землистый каолин, белый, розовый или бурый, в зависимости от содержания в нем гидроокислов железа. Иногда в каолине наблюдаются мелкие зерна кварца и пластинки слюды. Размеры зерен кварца колеблются от 0,074 до 6 мм. Количество каолиновой составляющей нигде не опускается ниже 10 %, а в отдельных случаях даже преобладает. Помимо кварца и каолина в кварцитах наиболее широко распространен лимонит. Встречается он в породе неравномерно, отсутствуя совсем в нежелезненных разностях. В железненных кварцитах лимонит присутствует в количестве 1—2 %. Реже содержания этого минерала возрастает до 5 %, причем в тонких фракциях его содержится значительно больше. Спорадически встречается гематит в виде редких черных и бурых зерен, а также тонких корочек по нерудным минералам. Характерный для вторичных кварцитов пирит встречается очень редко в виде единичных бронзово-желтых зерен, что объясняется воздействием гипергенных процессов, приведших к исчезновению этого минерала. Также редко встречаются эпидот и касситерит. Судя по минеральному составу, кварциты г. Бомба можно отнести к каолиновой фации.

Содержание кремнезема в пробах гидротермалитов четвертой степени не опускается ниже 79 % (см. таблицу). Содержание глинозема колеблется от 11 до 15 %. Характерно, что в пробах, отобранных из переотложженных кор выветривания, количество глинозема возрастает до 28 %. Количество щелочей и щелочных земель в рассматриваемых кварцитах ничтожно.

Красящим окислом в вулканитах г. Бомба является окись железа — Fe₂O₃. Исследования показывают, что даже в чистых неокрашенных породах встречаются прожилки с железненными разностями. Максимальное содержание железа в гидротермалитах достигает 5,35 %, минимальное — 0,08 %. Как показывают простейшие расчеты, среднее содержание окиси железа в кварцитах составляет 1,04 %, медианное содержание (с исключенными экстремальными величинами) составляет 0,83 %. Таким образом, можно заключить, что разработку кварцитов г. Бомба валовым методом вести нельзя. Нужно выбирать участки, где ожелезнение рассматриваемых пород минимально.

На более изученном северном фланге месторождения, где имеется заброшенный карьер, по степени ожелезненности кварцитов (фарфоровых камней) выделяются пять градаций этого полезного компонента (рис. 3). Выделяются разности с содержанием красящих (%): менее 0,3, до 0,5, до 0,7, до 1 и более 1. Наиболее ожелезненные кварциты встречены в верхней части карьера. Это объясняется наличием крупного ксенолита конгломератов, заключенного в вулканитах, вокруг которого и развивается ожелезнение.

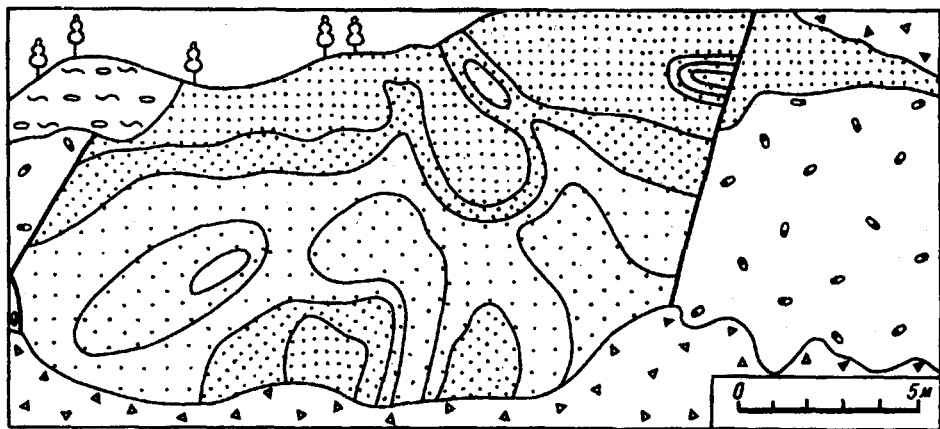


Рис. 3. Качество фарфорового камня по содержанию красящих окислов ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$) в стенке карьера горы Бомба.

1 — галечники; 2 — конгломераты; 3 — делювий; 4—8 — риолиты, измененные до вторичных кварцитов (фарфоровый камень) с содержанием красящих окислов по данным бороздowego опробования (49 проб) (%): 4 — до 0,3, 5 — от 0,3 до 0,5, 6 — от 0,5 до 0,7, 7 — от 0,7 до 1,0, 8 — более 1,0; 9 — крупные тектонические сколы.

В центральной части карьера в двух местах также встречаются ожелезненные кварциты. Диаметр пятен ожелезнения не превышает трех метров. Оно связано с мелкими вертикальными разломами и представлено небольшими локальными линзами, гнездами и прожилками мощностью не более 20 см. Преобладающее простирание прожилков северо-восточное и северо-западное, угла падения — $55-70^\circ$. Так как ожелезнение приурочено к тектоническим зонам и связано, вероятно, с гипергенными процессами, с глубиной, возможно, оно будет затухать.

Полуколичественный спектральный анализ семи проб гидротермально измененных эффузивов г. Бомба показывает, что содержание вредных примесей в них (ртути, свинца, мышьяка) не превышает кларковых.

Как показали исследования, проведенные в Центральной заводской лаборатории Владивостокского фарфорового завода, при обжиге дробленых кварцитов с содержанием железа менее 1 % при температуре $1350-1380^\circ\text{C}$ получается неоплавленная россыпь белого цвета с небольшим количеством черных вылавок и участками ожелезнения коричневого цвета. Измельченные и просеянные через сито N02 кварциты при том же обжиге дают сыпучую белую массу с единичной мушкой. Время помола исследуемых фарфоровых масс составило 9 ч, что указывает на большую прочность «бомбинских» кварцитов по сравнению с «гусевскими». Из представленных на завод проб, предварительно там обожженных, были составлены рецепты фарфоровых масс, в которых помимо кварцитов использовались пегматиты с Кольского полуострова (22 %), каолины с Украины и Амурской области (14 %), огнеупорные украинские светложгущиеся глины (26 %). Механическая прочность образцов из опытных масс после сушки и первого обжига при температуре 800°C указывает на то, что полученные массы технологичны при промышленном производстве. Механическая же прочность всех образцов после второго обжига при температуре 1380°C удовлетворяет требованиям, предъявляемым к твердому фарфору. Низкое водопоглощение и высокая механическая прочность указывают на то, что массы хорошо спеклись и имеют зрелый, прочный черепок. Высокое содержание красящих окислов в огнеупорной глине (более 2,5 %), являющейся одним из компонентов опытных масс, несколько снижает белизну изделий. Тем не менее, она, согласно ГОСТам, остается в допустимых пределах. Керамические свойства опытных фарфоровых масс следующие: влажность — 19,6—19,8 %; остаток на сите № 0056 — 1,44—1,56; усадка после обжига при температуре 1380°C — 7,37—7,57 %; механическая прочность после такого же обжига — 80,10—89,10 МПа; водопоглощение после такого же обжига — 0,9—0,13 %; бе-

лизна глазурированных образцов — 58,83—59,37 %; белизна неглазурированных образцов — 61,5—64,6 %.

По заключению ЦЗЛ, вторичные кварциты г. Бомба пригодны для производства хозяйственного фарфора. Целесообразно вводить в состав фарфоровых масс до 30 % вторичных кварцитов этой разновидности. Массы с их содержанием технологичны, а изделия из этих масс удовлетворяют требованиям ГОСТ 28390-89 «Изделия фарфоровые. Технические условия».

Прогнозные ресурсы фарфорового камня на рассмотренном объекте оцениваются в 8734 тыс. м³. На наиболее изученной части проявления, где фарфоровый камень вскрыт карьером, в 200 м южнее которого пройдена пунктирная линия канав (см. рис. 2), выделен перспективный участок площадью 42 544 м², запасы которого по категории С₂ оцениваются в 552 220 т (234 тыс. м³).

Оценывая промышленное значение месторождения «Бомба», его можно охарактеризовать как крупное, повышенной значимости, учитывая качество полезного ископаемого, условия разработки и экономику района местонахождения.

*ДВИМС
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
8 февраля 1993 г.*

УДК 550.834

А. Б. Дружинин, М. Н. Лунева

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ В СЛОИСТО-АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ С НЕЖЕСТКИМ КОНТАКТОМ

Представлены результаты численного и аналитического исследования влияния параметров нежесткого контакта слоев в сочетании с их анизотропией на динамические характеристики отраженных и преломленных волн. Получены формулы для коэффициентов отражения/преломления всех типов волн в общей двумерной модели контакта сред моноклинной сингонии, представленные в компактной матричной форме, удобной для реализации на ЭВМ. В случае жесткого контакта анизотропных сред и нежесткого контакта изотропных слоев эти формулы согласуются с результатами предыдущих работ. На примере численного эксперимента показано усиление амплитуды образующихся на границе волн в трансверсально-изотропных средах по сравнению с амплитудой в изотропных средах, а также усиление амплитуды отраженных волн и ослабление амплитуды преломленных волн при нежестком контакте.

Как известно, неотъемлемым свойством реальной геологической среды является ее слоистость, наиболее характерная для осадочных пород и обусловленная как контактом пород разного строения и состава, так и наличием поверхностей расщепления одних и тех же пород (кливаж, трещиноватость и т. д.). Разномасштабная слоистость во многом объясняется существованием значительной анизотропии скоростей сейсмических волн (до 30 % по поперечным волнам), которая может быть связана как с тонкой периодической ориентацией трещин [10] и другими текстурными особенностями пород (см. обзор [4]). Учет этого явления при интерпретации полевого материала приводит к сейсмогеологическим моделям блочного типа с изотропными и/или анизотропными слоями и определенными условиями на границах раздела.

До сих пор при динамической интерпретации сейсмических данных традиционно рассматривались простейшие условия жесткого контакта слоев, когда действующие на границе смещения и напряжения непрерывны [6]. Считалось, что эти условия выполняются на практике, поскольку расчетные данные удовлетворительно согласовывались с полевыми материалами. Однако в настоящее время накоплен значительный экспериментальный материал (см.

ссылки в [11]), свидетельствующий о нежестком контакте слоев, что особенно проявляется по данным многоволновой сейсморазведки [2]. В частности, в горной механике давно известно понятие поверхности ослабленного механического контакта, вдоль которого нарушаются условия жесткой связи слоев (см. например [3]). Таким образом, целесообразно рассматривать граничные условия более общего вида, когда контактирующие среды «нежестко склеены» между собой. Это позволило бы, например, интерпретировать эффекты аномальной поляризации поперечных волн [2, 10], образование новых типов интерференционных волн [3], а также фазовые и амплитудные особенности сейсмических волн [8].

Согласно [3, 7], указанные условия могут возникать в том случае, если геологическую границу представить в виде промежуточного слоя при одновременном устремлении скорости поперечных волн и мощности слоя к нулю, причем этот слой может быть заполнен как жидкостью, так и некоторым вязким материалом (зальбанд, глинистая прослойка и т. д.). Подобные представления приводят к условию скачка касательной к границе составляющей вектора смещений [3, 7, 8] или к более естественным, с физической точки зрения, импедансным условиям с разрывом вектора скорости колебаний (производной вектора смещений по времени) [1, 2]. Использование последних позволяет сформулировать альтернативную [3, 5, 10] физическую модель квазианизотропной и трещиноватой сред, адекватную экспериментальным данным (см. ссылки в [1, 2]).

В данной работе, продолжающей исследование [1], представлены результаты численно-аналитического анализа влияния нежесткого контакта слоев в сочетании с их анизотропией на фазовые и амплитудные характеристики отраженных и преломленных сейсмических волн. Такой анализ является ключевым звеном в понимании механизмов распространения регулярных волн в рассматриваемых моделях. Используется комбинированный подход, базирующийся на решении задачи отражения/преломления плоских волн для нежесткого контакта изотропных сред и жесткого контакта анизотропных сред [6]. Работа состоит из двух частей: в первой части из граничных условий [2] выводятся выражения для коэффициентов отражения/преломления общей двумерной модели контакта сред моноклинной сингонии, включающей все известные частные случаи (трансверсально-изотропные среды с наклонной осью симметрии, орторомбические среды и т. д.). Эти выражения представлены, как в [1], в компактной матричной форме, удобной для реализации на ЭВМ. Во второй части эти выражения записываются для контакта трансверсально-изотропных сред с вертикальной осью симметрии и приводятся результаты численных экспериментов по данной модели, которые сравниваются с результатами предыдущих работ [1, 8].

Постановка задачи. Рассматривается плоская граница Σ раздела упругих сред Ω^e ($e = 1, 2$) с направлением единичной нормали q в среду Ω^2 . Каждая из сред Ω^e характеризуется плотностью ρ_e и тензором упругих модулей четвертого ранга $C^e = \{C_{ijkl}^e\}$. Пусть обе среды имеют по крайней мере общую упругую ось симметрии 2-го порядка x_2 [010], так что по теореме о зеркальной симметрии [6] выполняются равенства

$$C_{2313}^e = C_{1123}^e = C_{1112}^e = C_{2223}^e = C_{2212}^e = C_{3323}^e = C_{3312}^e = C_{1312}^e = 0, \quad (1)$$

вследствие которых число независимых компонент тензора C^e сокращается с 21 до 13, и 6×6 таблица упругих модулей принимает вид, характерный для моноклинной сингонии, инвариантных относительно поворота на угол $\varphi = \pi$ вокруг оси x_2 :

$$C^e = \begin{pmatrix} C_{1111}^e & C_{1122}^e & C_{1133}^e & 0 & C_{1113}^e & 0 \\ & C_{2222}^e & C_{2233}^e & 0 & C_{2213}^e & 0 \\ \text{Симметричная} & & C_{3333}^e & 0 & C_{3313}^e & 0 \\ \text{часть} & & & C_{2333}^e & 0 & C_{2312}^e \\ & & & & C_{1313}^e & 0 \\ & & & & & C_{1212}^e \end{pmatrix} \quad (2)$$

Предположим, что плоскость Σ ортогональна координатной плоскости $x_2 = 0$, так что $\mathbf{q} = \{q_1, q_3\}$.

Из первой среды Ω^1 на границу Σ падает стационарная плоская волна фиксированного типа $\gamma = 1, 2, 3$ (соответственно квази- P, SH, SV) с круговой частотой $\omega > 0$:

$$\mathbf{u}^{0\gamma} = U^{0\gamma} \mathbf{e}^{0\gamma} \cdot \exp \{i\omega [(\mathbf{p}^{0\gamma} \cdot \mathbf{x}) - t]\}, \quad \mathbf{x} = \{x_1, x_3\} \quad (3)$$

с амплитудой $U^{0\gamma}$, поляризационным ортом $\mathbf{e}^{0\gamma}$ и вектором медленности $\mathbf{p}^{0\gamma}$, расположенным в плоскости симметрии среды. В результате образуются отраженные, уходящие в среду Ω^1 , и преломленные, уходящие в среду Ω^2 , плоские волны всех типов $\nu = 1, 2, 3$ (значения $\nu = \gamma$ соответствуют монотипным, а $\nu \neq \gamma$ — обменным волнам):

$$\mathbf{u}^{e\nu} = U^{e\nu} \mathbf{e}^{e\nu} \cdot \exp \{i\omega [(\mathbf{p}^{e\nu} \cdot \mathbf{x}) - t]\} \quad (4)$$

с амплитудами $U^{e\nu}$, поляризационными ортами $\mathbf{e}^{e\nu}$ и векторами медленности $\mathbf{p}^{e\nu}$.

Требуется, имея параметры падающей волны (3), определить параметры всех отраженных/преломленных волн (4), т. е. коэффициенты $U^{e\nu}/U^{0\gamma}$ (далее полагается $U^{0\gamma} = 1$) и векторы $\mathbf{e}^{e\nu}, \mathbf{p}^{e\nu}$.

Граничные условия. По аналогии с [1] запишем граничные импедансные условия нежесткого контакта в инвариантной форме:

$$\begin{cases} \dot{\mathbf{u}}^1 = \dot{\mathbf{u}}^2 + \tilde{\mathbf{t}}^2 \\ \mathbf{t}^1 = \mathbf{t}^2, \end{cases} \quad \mathbf{x} \in \Sigma. \quad (5a)$$

$$(5b)$$

Здесь $\dot{\mathbf{u}}^i = \partial \mathbf{u}^i / \partial t$ — колебательная скорость суммарного вектора смещений \mathbf{u}^i в среде Ω^i , равного

$$\mathbf{u}^e = \delta_{1e} \mathbf{u}^{0\gamma} + \sum_{\nu=1}^3 \mathbf{u}^{e\nu}, \quad \delta_{1e} = \begin{cases} 1, & \text{при } e = 1 \\ 0, & \text{при } e = 2 \end{cases} \quad (6)$$

и состоящего из поперечных SH -волн (значение $\nu = \gamma = 2$), поляризованных в направлении оси x_2 , а также квази- P, SV волн (значения $\nu, \gamma = 1, 3$), поляризованных в плоскости $x_2 = 0$. Вектор $\mathbf{t}^e = (\mathbf{T}^e \cdot \mathbf{q})$ — проекция на орт \mathbf{q} суммарного тензора напряжений в среде Ω^e , равного с учетом (6)

$$\mathbf{T}^e = \mathbf{C}^e : \nabla \mathbf{u}^e = \delta_{1e} \mathbf{T}^{0\gamma} + \sum_{\nu=1}^3 \mathbf{T}^{e\nu}, \quad (7)$$

где $\mathbf{T}^{0\gamma}, \mathbf{T}^{e\nu}$ — тензоры напряжений для падающей и отраженной/преломленной волн соответственно:

$$\mathbf{T}^{0\gamma} = \mathbf{C}^1 : \nabla \mathbf{u}^{0\gamma}, \quad \mathbf{T}^{e\nu} = \mathbf{C}^e : \nabla \mathbf{u}^{e\nu}. \quad (8)$$

Величина скачка вектора \mathbf{u} из (5a) имеет следующий вид:

$$\tilde{\mathbf{t}}^2 = \sum_{\nu=1}^3 \Lambda_{\nu} \tilde{\mathbf{t}}_{\nu} \mathbf{q}_{\nu}, \quad \tilde{\mathbf{t}}_{\nu} = (\mathbf{t}^{2\nu} \cdot \mathbf{q}_{\nu}), \quad \mathbf{t}^{2\nu} = (\mathbf{T}^{2\nu} \cdot \mathbf{q}). \quad (9)$$

Здесь $\{\mathbf{q}_{\nu}\}$ — ортонормированный базис, связанный с плоскостью падения Π (совпадающей в данной задаче с плоскостью симметрии $x_2 = 0$), $\mathbf{q}_1 = \mathbf{q}$, $\mathbf{q}_3 = \mathbf{i}_2$ — орт координатной оси x_2 , $\mathbf{q}_2 = [\mathbf{q} \times \mathbf{q}_3]$ — орт касательной к Σ в плоскости Π .

Параметры Λ_{ν} (9) обратны импедансам Z_{ν} ($\Lambda_{\nu} = Z_{\nu}^{-1}$), характеризующим тип контакта, т. е. его реологические свойства [7], и зависят как от материала заполнителя промежуточного слоя, так и от мощности слоя в масштабе длины волны. При этом параметр Z_1 описывает «взаимопроникновение» сред в направлении орта \mathbf{q}_1 в точках границы, а Z_2, Z_3 — «проскальзывание» этих сред относительно друг друга в направлениях ортов $\mathbf{q}_2, \mathbf{q}_3$ соответственно (в случае изотропного материала заполнителя $Z_2 = Z_3$, в случае жесткости контакта $Z_{\nu} = \infty$ или $\Lambda_{\nu} = 0$ [1,2]).

Векторы медленности. Следуя [6], введем матрицу Кристоффеля $\Gamma^{ev} = C^e \cdot \langle p^{ev}, p^{ev} \rangle^*$, которая в модели (2) имеет клеточный вид:

$$\Gamma^{ev} = \begin{pmatrix} \Gamma_{11}^{ev} & 0 & \Gamma_{13}^{ev} \\ 0 & \Gamma_{22}^{ev} & 0 \\ \Gamma_{13}^{ev} & 0 & \Gamma_{33}^{ev} \end{pmatrix} \quad (10)$$

с ненулевыми элементами

$$\Gamma_{11}^{ev} = C_{1111}^e (p_1^{ev})^2 + C_{1313}^e (p_3^{ev})^2 + 2C_{1333}^e p_1^{ev} p_3^{ev},$$

$$\Gamma_{22}^{ev} = C_{1212}^e (p_1^{ev})^2 + C_{2323}^e (p_3^{ev})^2 + 2C_{2312}^e p_1^{ev} p_3^{ev},$$

$$\Gamma_{33}^{ev} = C_{1313}^e (p_1^{ev})^2 + C_{3333}^e (p_3^{ev})^2 + 2C_{3313}^e p_1^{ev} p_3^{ev},$$

$$\Gamma_{13}^{ev} = C_{1113}^e (p_1^{ev})^2 + C_{3313}^e (p_3^{ev})^2 + (C_{1133}^e + C_{1313}^e) p_1^{ev} p_3^{ev},$$

где $p_k^{ev} = (p^{ev} \cdot i_k)$ — проекции вектора p^{ev} на координатные оси x_k , $k = 1, 3$.

Далее нам понадобится характеристическое уравнение этой матрицы

$$\det(\Gamma^{ev} - \rho_e I) = 0, \quad (11)$$

(I — единичная 3×3 матрица), которая после подстановки (10) в (11) факторизуется на два уравнения:

$$\Gamma_{22}^2 = \rho_e, \quad \det(\Gamma^{ev} - \rho_e I) = (\rho_e)^2 - \rho_e \operatorname{tr} \Gamma^{ev} + \det \Gamma^{ev} = 0, \quad (12)$$

в последнем из них $\Gamma^{ev} = \{\Gamma_{ik}^{ev}\}$, $i, k = 1, 3$, $\operatorname{tr} \Gamma^{ev} = \Gamma_{11}^{ev} + \Gamma_{33}^{ev}$, $\det \Gamma^{ev} = \Gamma_{11}^{ev} \Gamma_{33}^{ev} - (\Gamma_{13}^{ev})^2$, I — единичная 2×2 матрица.

Используя обобщенный закон Снеллиуса [1, 6], можем записать

$$[p^{0\gamma} \times q] = [p^{ev} \times q],$$

откуда

$$p^{ev} = p_{11}^{0\gamma} + p_1^{ev} q, \quad (13)$$

где $p_{11}^{0\gamma} = p_1^{0\gamma} \cdot q_2$ — проекция вектора $p^{0\gamma}$ на орт q_2 , $p_1^{0\gamma} = (p^{0\gamma} \cdot q_2)$.

Для нахождения неизвестного параметра $\xi = p_1^{ev}$ следует подставить (13) в (12). В результате получаем полиномы второй и четвертой степени

$$P_2^e(\xi_2) = \sum_{n=0}^2 A_n^e \xi_2^{2-n} = 0, \quad \xi_2 = p_1^{ev}, \quad (14)$$

$$P_4^e(\xi) = \sum_{n=0}^4 C_n^e \xi^{4-n} = 0, \quad \xi = p_1^{ev}, \quad v = 1, 3 \quad (15)$$

с коэффициентами

$$A_0^e = C_{1212}^e q_1^2 + C_{2323}^e q_3^2 + 2C_{2312}^e q_1 q_3,$$

$$A_1^e/2 = C_{1212}^e p_1^{02} q_1 + C_{2323}^e p_3^{02} q_3 + C_{2312}^e (q_1 p_3^{02} + q_3 p_1^{02}),$$

$$A_2^e = C_{1212}^e (p_1^{02})^2 + C_{2323}^e (p_3^{02})^2 + 2C_{2312}^e p_1^{02} p_3^{02} - \rho_e,$$

$$C_0^e = \det A, \quad C_1^e = \operatorname{tr}(A^* B + A B^*), \quad C_2^e = \operatorname{tr}(A^* H + A H^*) + \det B,$$

$$C_3^e = \operatorname{tr}(B^* H + B H^*), \quad C_4^e = \det H,$$

где $p_k^{02} = (p_1^{02} \cdot i_k)$, $q_k = (q \cdot i_k)$, $A = C^e \cdot \langle q, q \rangle$, $B = C^e \cdot \langle q, p_1^{0\gamma} \rangle + \langle p_1^{0\gamma}, q \rangle$, $H = C^e \cdot \langle p_1^{0\gamma}, p_1^{0\gamma} \rangle - \rho_e I$, $\gamma = 1, 3$, $A^* = (\det A) A^{-1}$ — взаимная к A матрица (все матрицы имеют размерность 2×2). Оба полинома (14), (15) разрешаются в радикалах. Опуская громоздкое выражение для корней полинома 4-й степени (записываемое, например, по формулам Феррари), приведем реше-

* $\langle \cdot, \cdot \rangle$ — тензорное произведение векторов (диада).

ние квадратного уравнения (14)

$$\xi_r^{(e2)} = [-A_1^e + \eta_s \sqrt{(A_1^e)^2 - 4A_0^e A_2^e}] / 2A_0^e, \quad (16)$$

где $\eta_s = \text{sign}(1,5 - s)$, $s = 1, 2$.

Таким образом, строятся четыре вектора $p_n^e = p_{||}^{02} + \xi^{e2} q$ и восемь векторов $p_n^e = p_{||}^{0\gamma} + \xi_n^e q$, $n = 1, 2, 3, 4$ (ξ_n^e — корни полинома (15)). При этом выбор искомого вектора производится с помощью условий излучения [6]. Отметим, что все вышеуказанные соотношения инвариантны относительно типа контакта.

Поляризационные орты. Для полноты рассмотрим также связь векторов p^{sv} и e^{sv} для квази P , SV волн посредством уравнения Кристоффеля [6]:

$$(\Gamma^{sv} - \rho_e \mathbf{I})e^{sv} = 0, \quad (17)$$

необходимым условием разрешимости которого является второе уравнение (12). Непосредственно из (17) получаем

$$e_1^{sv} = s_1^{sv} a_3^{sv} / a^{sv}, \quad e_3^{sv} = -s_3^{sv} a_1^{sv} / a^{sv}, \quad (18)$$

где $a^{sv} = [(a_1^{sv})^2 + (a_3^{sv})^2]^{1/2}$, $a_1^{sv} = \Gamma_{11}^{sv} + \Gamma_{13}^{sv} - \rho_e$, $a_3^{sv} = \Gamma_{33}^{sv} + \Gamma_{13}^{sv} - \rho_e$.

Заметим, что формула (18) справедлива и в окрестностях акустических осей среды, где известные ее аналоги дают неверный результат.

Коэффициенты отражения/преломления. Подставим формулы (6), (7) в граничные условия (5) и учтем представления (3), (4), а также равенства $e_2^{sv} = e_v^{sv} = q_2^v = q_v^v = t_2^v = t_v^v$, $e_2^{s2} = 1$, $q_v^v = (q_v \cdot i_k)$, ($v = 1, 3$). В результате получаем выражения для коэффициентов отражения/преломления:

а) при падении SH -волны ($\gamma = v = 2$):

$$\begin{pmatrix} U^{22} \\ U^{12} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 + \lambda_2 & -1 \\ t_2^{12} & t_2^{12} \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} 1 \\ t_2^{02} \end{pmatrix} \quad (19)$$

или в эквивалентной форме

$$U^{22} = (t_2^{12} + t_2^{02}) / \Delta, \quad U^{12} = [(1 + \lambda_2) t_2^{02} - t_2^{22}] / \Delta, \quad (19a)$$

где $\Delta = (1 + \lambda_2) t_2^{12} + t_2^{22}$, $\lambda_2 = \Lambda_2 t_2^{22}$,

$$t_2^{s2} = C_{1212}^\alpha q_1 p_1^{\alpha 2} + C_{2323}^\alpha q_3 p_3^{\alpha 2} + C_{2312}^\alpha (q_1 p_3^{\alpha 2} + q_3 p_1^{\alpha 2}),$$

$$\alpha = 0, \varepsilon; C_{ijkl}^0 \equiv C_{ijkl}^1.$$

б) при падении квази P , SV -волн ($\gamma, v = 1, 3$):

$$\mathbf{K} = \mathbf{M}^{-1} \mathbf{L}, \quad (20)$$

$$\mathbf{K} = (U^{21} \ U^{23} \ U^{11} \ U^{13})^T, \quad \mathbf{L} = (e_1^{0\gamma} \ e_3^{0\gamma} \ t_1^{\gamma} \ t_3^{\gamma})^T,$$

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} \tilde{\mathbf{E}}^2 & -\mathbf{E}^1 \\ \mathbf{T}^2 & -\mathbf{T}^1 \end{pmatrix}, \quad \tilde{\mathbf{E}}^2 = \mathbf{E}^2 + \Delta \mathbf{E}^2,$$

$$\Delta \mathbf{E}^2 = \begin{pmatrix} \lambda_1 q_1^1 & \lambda_3 q_3^1 \\ \lambda_1 q_1^3 & \lambda_3 q_3^3 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{E}^2 = \begin{pmatrix} e_1^{e1} & e_1^{e3} \\ e_3^{e1} & e_3^{e3} \end{pmatrix},$$

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} t_1^{e1} & t_1^{e3} \\ t_3^{e1} & t_3^{e3} \end{pmatrix}, \quad \lambda_v = \Lambda_v t_v, \quad v = 1, 3.$$

При этом операцию обращения матрицы в (20) удобно реализовать при помощи формулы

$$\mathbf{M}^{-1} = \begin{pmatrix} Q_{11} & Q_{12} \\ Q_{21} & Q_{22} \end{pmatrix} \quad (21)$$

с матрицами-блоками размерности 2×2 :

$$Q_{11} = (\tilde{E}^2 - E^1 (T^1)^{-1} T^2)^{-1}, \quad Q_{22} = (-T^1 + T^2 (\tilde{E}^2)^{-1} E^1)^{-1},$$

$$Q_{21} = (T^1)^{-1} T^2 Q_{11}, \quad Q_{12} = (\tilde{E}^2)^{-1} E^1 Q_{22}.$$

В случае жесткого контакта в (19) следует полагать $\lambda_2 = 0$, а в (20) $\Delta E^2 = 0$; тогда (19), (20) представляет частный аналог уравнений из [6].

Трансверсально-изотропная среда. Рассмотрим частную модель анизотропной среды — трансверсально-изотропную, обладающую одной осью симметрии ∞ порядка x_3 , т. е. все направления, перпендикулярные такой оси, — равноправны [6]. При выборе направления оси симметрии вдоль орта q тензор упругих параметров (2) преобразуется к более простому виду с учетом, что $C_{1113} = C_{2213} = C_{3313} = C_{2312} = 0$; $C_{2323} = C_{1313}$, $C_{1111} = C_{2222}$, $C_{1133} = C_{2233}$, а компоненты C^e могут быть выражены пятью упругими параметрами λ , μ , m , p , l (в обозначениях Г. И. Петрашеня) [6]:

$$C_{1111} = \lambda + 2\mu, \quad C_{1122} = \lambda, \quad C_{1133} = \lambda - l,$$

$$C_{3333} = \lambda + 2\mu - p, \quad C_{2323} = \mu - m, \quad C_{1212} = \mu.$$

В случае $l = m = p = 0$ мы имеем модель изотропной среды. При этом векторы медленности могут быть определены точно и представлены в удобном аналитическом виде [9]:

$$p^{ev} = (p_1^{ev}, p_3^{ev}), \quad p_1^{ev} = p_1^{0v}, \quad v = 1, 3,$$

$$p_3^{e1} = s_e [(B_e - F_e)/Q_e]^{1/2},$$

$$p_3^{e3} = s_e [(B_e + F_e)/Q_e]^{1/2}, \quad s_1 = -1, \quad s_2 = +1,$$

$$Q_e = 2A_{33}^e A_{44}^e, \quad F_e = [B_e - 4A_{33}^e A_{44}^e D_e]^{1/2},$$

$$B_e = A_{33}^e + A_{44}^e + A_e (p_1^{0v})^2,$$

$$A_e = (A_{13}^e)^2 + 2A_{13}^e A_{44}^e - A_{11}^e A_{33}^e,$$

$$D_e = 1 - (A_{11}^e + A_{44}^e) (p_1^{0v})^2 + A_{11}^e A_{44}^e (p_1^{0v})^4,$$

где A_{ik}^e — элементы 6×6 матрицы упругих моделей, нормированные на плотность ρ_e ($A_{11}^e = C_{1111}^e$, $A_{33}^e = C_{3333}^e$, $A_{44}^e = C_{1313}^e$, $A_{13}^e = C_{1133}^e$). Векторы поляризации волн находятся из выражения (18), для которого элементы матрицы Кристоффеля Γ^{ev} и знаки s^{ev} определены следующим образом (с учетом нормировки на ρ_e):

$$\Gamma_{13}^{ev} = (A_{44}^e + A_{13}^e) p_1^{ev} p_3^{ev}, \quad s_k^{e1} = \text{sign}(p_k^{e1}), \quad k = 1, 3,$$

$$\Gamma_{11}^{ev} = A_{11}^e (p_1^{ev})^2 + A_{44}^e (p_3^{ev})^2, \quad s_1^{e3} = \text{sign}(p_3^{e3}),$$

$$\Gamma_{33}^{ev} = A_{44}^e (p_1^{ev})^2 + A_{13}^e (p_3^{ev})^2, \quad s_3^{e3} = -\text{sign}(p_1^{e3}).$$

В свою очередь элементы подматриц T^e из уравнения (20) принимают следующий вид (с учетом нормировки на ρ^e):

$$t_{11}^{ev} = T_{11}^{ev} q_1 + T_{13}^{ev} q_3, \quad T_{11}^{ev} = A_{11}^e p_1^{ev} e_1^{ev} + A_{13}^e p_3^{ev} e_3^{ev},$$

$$t_{33}^{ev} = T_{13}^{ev} q_1 + T_{33}^{ev} q_3, \quad T_{33}^{ev} = A_{13}^e p_1^{ev} e_1^{ev} + A_{33}^e p_3^{ev} e_3^{ev}, \quad T_{13}^{ev} = A_{44}^e (p_1^{ev} e_3^{ev} + p_3^{ev} e_1^{ev}).$$

Для данной задачи построена программа для ЭВМ, тестирование которой показало согласованность результатов для случая жесткого контакта с [11], а для случая изотропных контактирующих средств — с известными аналитическими выражениями и результатами расчетов коэффициентов отражения/преломления.

Результаты численного эксперимента. Исследование влияния анизотропии на коэффициенты преломления/отражения с учетом нежесткости контакта сред на границе раздела проведено для двух моделей, отличающихся

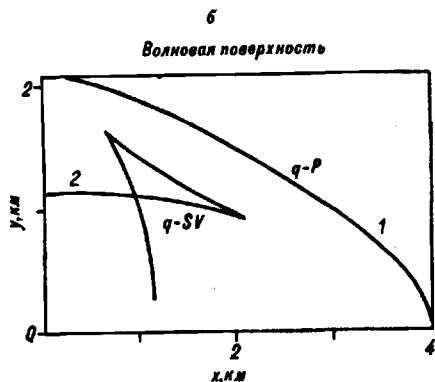
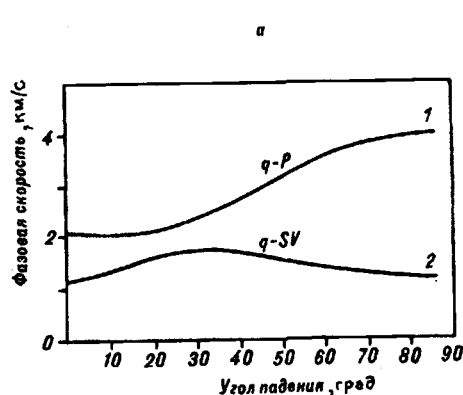


Рис. 1. Графики фазовой скорости (а) продольной (1) и поперечной (2) волн, форма волновой поверхности (б) для трансверсально-изотропной среды.

упругими параметрами нижней среды (индекс 1 соответствует нижней среде, 2 — верхней).

Модель I:

$$\lambda_2 = \mu_2 = 13,9, \quad m_2 = 10,45, \quad p_2 = 30,45, \quad l_2 = 10,6, \quad \rho_2 = 2,6.$$

$$\lambda_1 = \mu_1 = 33,6, \quad m_1 = p_1 = l_1 = 0, \quad \rho_1 = 2,8 \quad (v_{p1} = 6 \text{ км/с}, \quad v_p/v_s = \sqrt{3}).$$

Модель II:

$$\lambda_2 = \mu_2 = 13,9, \quad m_2 = 10,45, \quad p_2 = 30,45, \quad l_2 = 10,6, \quad \rho_2 = 2,6.$$

$$\lambda_1 = \mu_1 = 13,9, \quad m_1 = p_1 = l_1 = 0, \quad \rho_1 = 2,6 \quad (v_{p1} = 4 \text{ км/с}, \quad v_p/v_s = \sqrt{3}).$$

(Единицы измерения даны для плотности в г/см^3 , упругих параметров — в $\text{дин/см}^2 \times 10^{10}$).

Верхняя среда является трансверсально-изотропной с достаточно сильным коэффициентом анизотропии. Графики изменения лучевой скорости продольной и поперечной волн в зависимости от направления распространения (угла падения — α), форма волновой поверхности для данной среды представлены на рис. 1. Угол падения — угол между осью z и направлением падающей волны. Нижняя среда выбрана изотропной. Значения параметров сред аналогичны значениям для изотропных сред в [1]. Значения параметра жесткости выбраны: $\Lambda_1 = \Lambda_3 = 0, 0,2, 0,7$. При $\Lambda_v = 0$ значения коэффициентов соответствуют модели жесткого контакта.

На рис. 2, 3 представлены графики изменения коэффициентов отражения/преломления от угла падения и параметра жесткости для волн, падающих из нижнего и верхнего полупространств, для обеих моделей сред.

М о д е л ь I. Наличие анизотропии упругих свойств среды приводит к ряду эффектов в поведении параметров сейсмических волн по сравнению с их поведением в изотропных средах [6, 11]. Прежде всего, это зависимость скорости волны от направления распространения, что связано с изменением углов преломления в отличие от случая изотропных сред. Аналитически в общем случае трудно оценить количественно значения критических углов. На контакте анизотропных сред характерно увеличение числа критических углов по сравнению с моделью изотропных сред. Изменение угла преломления, скорости волны от направления усложняет зависимость амплитуд образующихся волн от угла падения. Направление поляризации волны в общем случае не совпадает с направлением распространения волны для квази P волн, а для квази SV — не ортогонально. Кроме того, форма колебаний может быть достаточно сложной из-за образования квази SH волны и интерференции ее с квази SV волной. Указанные эффекты являются диагностическими признаками анизотропии исследуемой среды [4, 10].

Анализ графиков коэффициентов отражения/преломления $K(\alpha)$ для волны, падающей из изотропной среды, показывает, что характер изменения $K(\alpha)$ подобен соответствующим графикам $K(\alpha)$ для модели изотропных сред

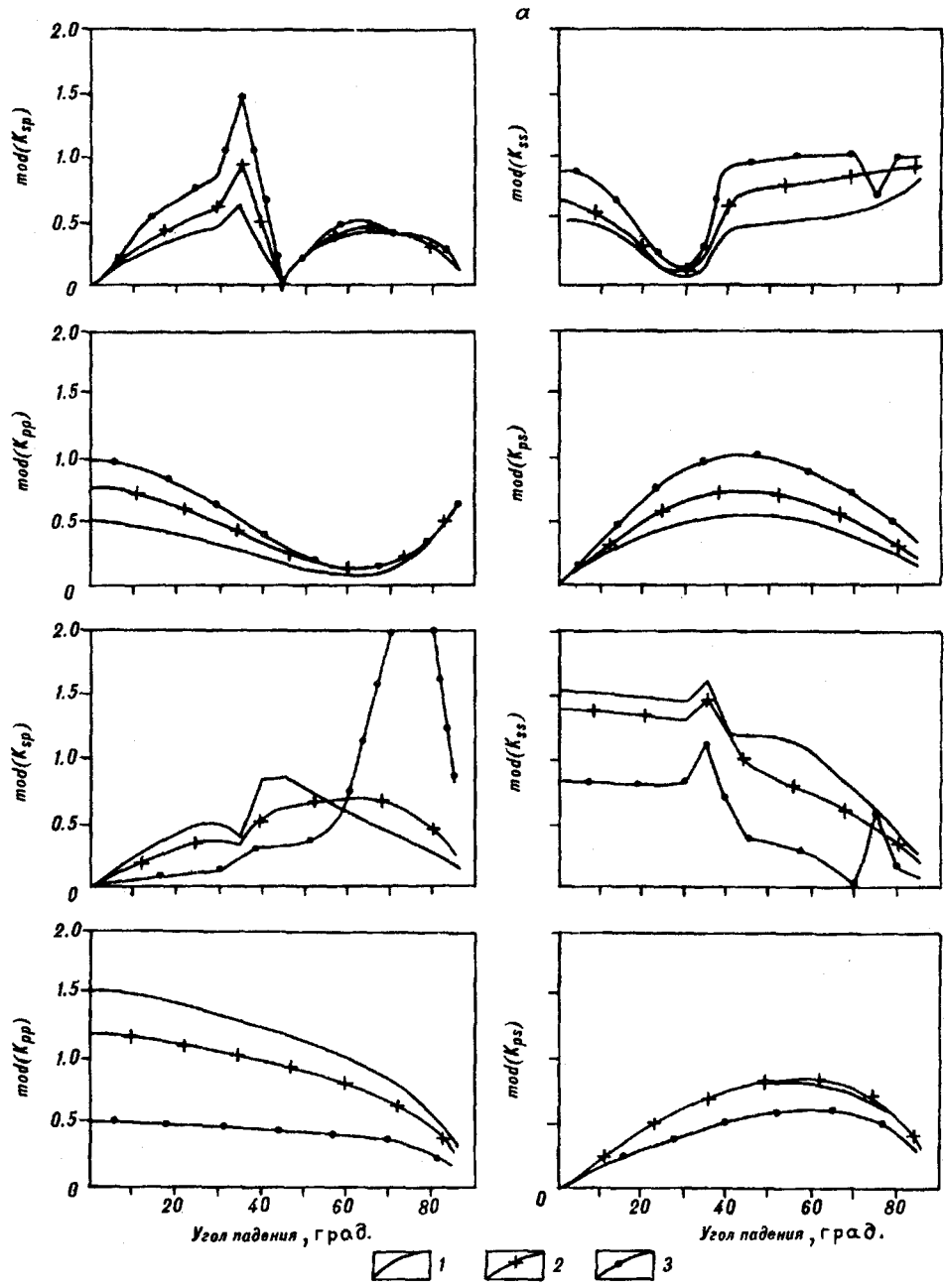
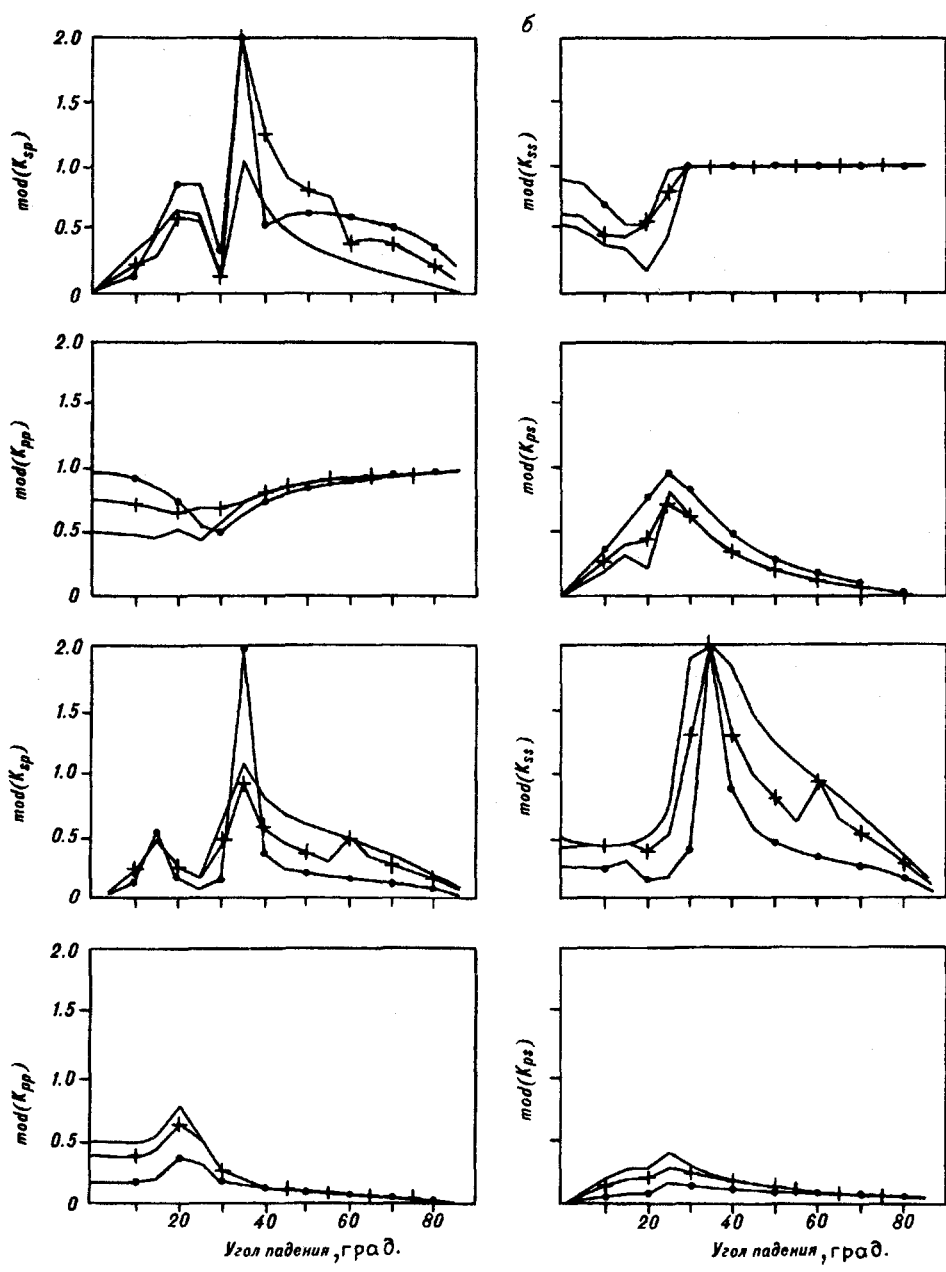


Рис. 2. Графики модуля коэффициента α — для волны, падающей из нижней среды; β — для волны,

[1], но величина коэффициентов увеличивается в среднем на 20—50 % при жестком контакте сред ($\Lambda = 0$).

При падении волны из трансверсально-изотропной среды на границу раздела изменения $K(\alpha)$ более значительны по сравнению с изотропным случаем: наблюдается изменение формы графиков, экстремумы смещаются в сторону меньших углов падения. На графиках фиксируется усиление коэффициентов отражения для $\Lambda = 0$ в пределах 40—50 % для волн типа PP, PS, SS; на 20 % для SP, и, наоборот, уменьшение коэффициентов преломления для PP, SS волн на 40—50 %.

При $\Lambda \neq 0$ тенденция изменения $K(\alpha)$ аналогична изменению для модели изотропных сред [1, 8].



отражения/преломления для модели I:
 падающей из верхней среды. 1 - $\Lambda = 0, 2 - \Lambda = 0,2, 3 - \Lambda = 0,7$.

М о д е л ь II. Эта модель состоит из сред с близкими значениями упругих параметров, отличающихся только значениями l, m, p . Реально такую модель можно представить из сред, построенных из единого материала, но отличающихся физическим состоянием (трещиноватость, рассланцованность и т. д.). Физически эти среды различаются, и, как следует из рис. 3, на границе раздела таких сред могут формироваться волны с достаточно высокой амплитудой. Коэффициенты отражения/преломления для волны, падающей из изотропной среды, сопоставимы с коэффициентами для изотропных сред с высоким перепадом скорости на границе ($v_p/v_s = 6/4$) [1]. Отмечаются некоторые особенности для преломленных волн. Величина коэффициента преломления PP-волн увеличивается в пределах углов падения

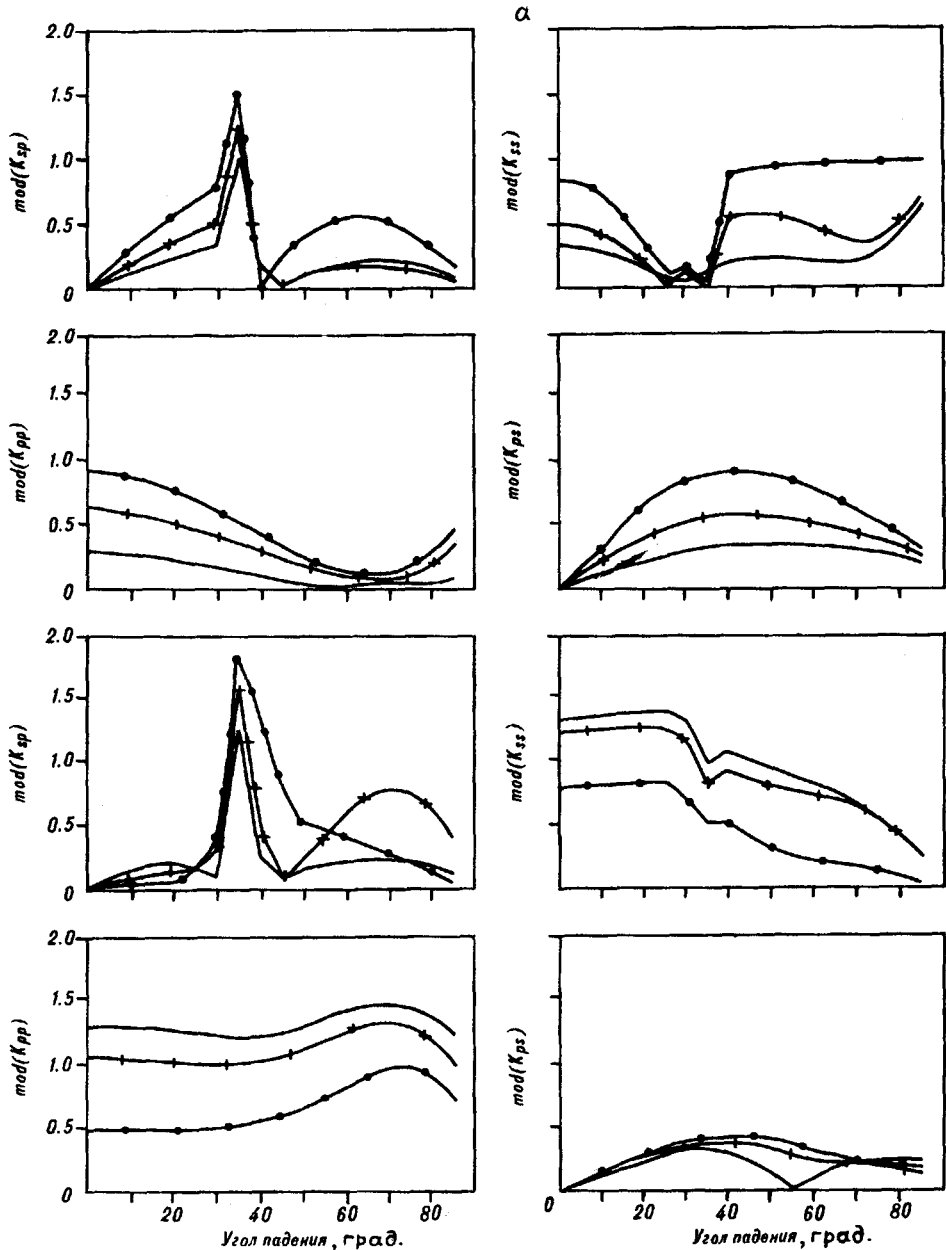
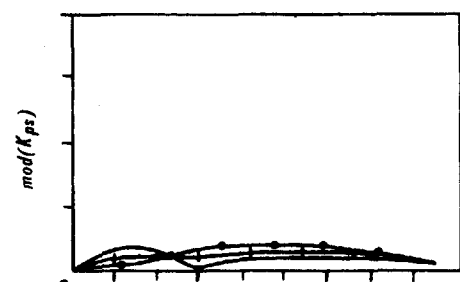
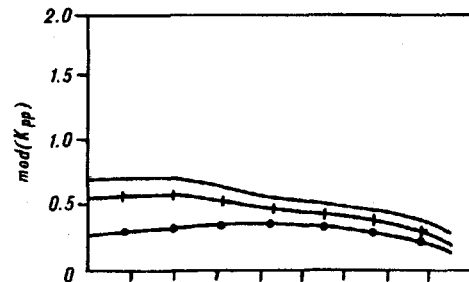
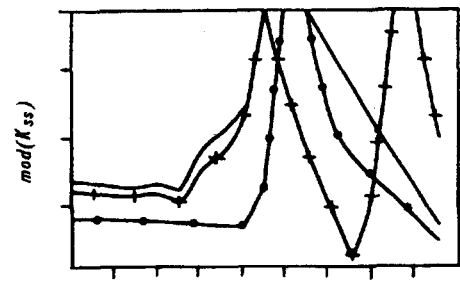
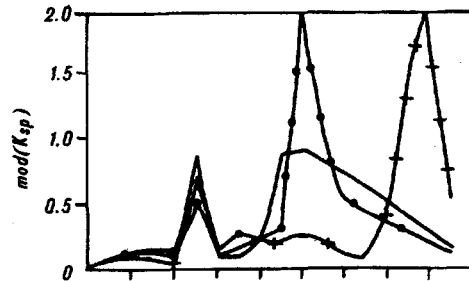
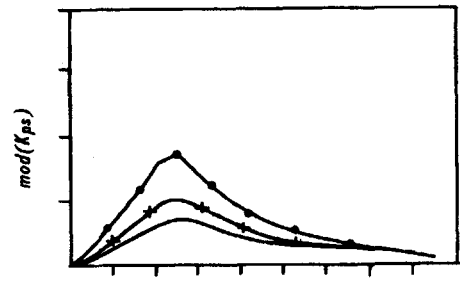
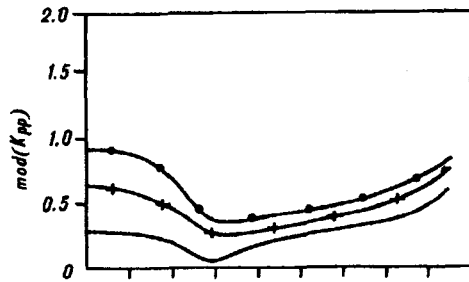
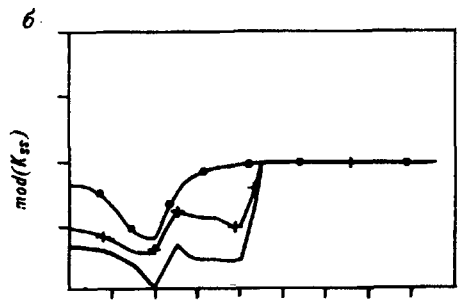
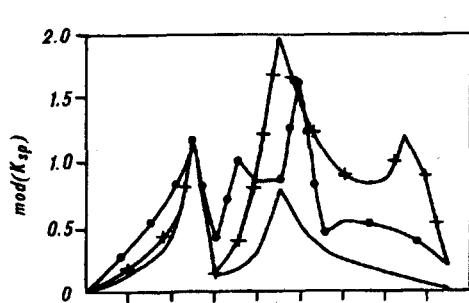


Рис. 3. Графики модуля коэффициента a — для волны, падающей из нижней среды; b — для волны,

$50^\circ < \alpha < 80^\circ$, на графике обменных волн PS фиксируется критическая точка. В случае падения волны из анизотропной среды также отмечаются достаточно высокие значения коэффициентов отражения/преломления за исключением обменной преломленной волны типа PS . Тенденция изменения $K(\alpha)$ сохраняется аналогичной моделям изотропных сред.

Выводы. 1. Дано решение задачи отражения/преломления плоских волн для общей двумерной модели контакта сред моноклинной сингонии:

а) получена явная формула для нахождения коэффициентов отражения/преломления всех видов волн, удобная для численного и аналитического исследования влияния параметров контакта на амплитуды волн; в случае жесткого контакта анизотропных сред и нежесткого контакта изотропных сред эта формула согласуется с предыдущими результатами [1, 6];



Угол падения, град.

Угол падения, град.

отражения/преломления для модели II:
падающей из верхней среды. Усл. обозн. см. на рис. 2.

б) получены явные выражения для векторов медленности волн, которые инвариантны относительно типа контакта.

2. Разработан универсальный алгоритм (программа для РС АТ) вычисления коэффициентов отражения/преломления к типу среды (изотропная, трансверсально-изотропная) и к типу контакта на границе раздела. Программа может быть использована в пакетах двумерного сейсмического моделирования, базирующихся на уравнениях лучевого трассирования [6, 9].

3. Результаты численного эксперимента показали следующее:

а) наличие анизотропии упругих свойств слоев независимо от типа их контакта приводит, в целом, к усилению амплитуды образующихся на границе волн (30—50 %) за исключением некоторых видов проходящих волн, распространяющихся из анизотропной среды в изотропную;

б) на контакте трансверсально-изотропных сред, отличающихся только значениями коэффициентов анизотропии, амплитуды образующихся волн могут быть достаточно высокими, как и в случае границы с контрастным перепадом акустической жесткости;

в) характер зависимости коэффициентов отражения/преломления от параметра нежесткости в целом сохраняется при переходе от изотропной среды к анизотропной и согласуется с результатами [1];

г) основной спецификой анизотропии в задаче отражения/преломления является многообразие явлений полного внутреннего отражения, что подтверждает выводы [6, 11].

ЛИТЕРАТУРА

1. Дружинин А. Б., Лунева М. Н. Отражение и преломление сейсмических волн на нежестком контакте упругих изотропных сред // Тихоокеан. геология.— 1992.— № 2.— С. 141—151.
2. Клем-Мусатов К. Д., Оболенцева И. Р., Айзенберг А. М. Расчет полей упругих волн для одной модели анизотропной среды // Динамические характеристики сейсмических волн.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.— С. 73—98.
3. Крауклис П. В. Волны в некоторых моделях слоистых сред с несовершенным контактом // Тезисы докл. Всесоюз. конф. Актуальные проблемы вычислительной и прикладной математики/ВЦ СО АН СССР.— Новосибирск, 1990.— С. 82.
4. Магницкий В. А., Чесноков Е. М. Состояние проблемы геофизики анизотропных сред // Изв. АН СССР. Физ. Земли.— 1986.— № 11.— С. 3—9.
5. Невский М. В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн.— М.: Наука, 1974.
6. Петрашень Г. И. Распространение волн в анизотропных упругих средах.— Л.: Наука, 1980.
7. Тлеукенов С. К. Об условиях контакта упругих сред с тонкой прослойкой // Математические вопросы теории распространения волн.— Т. 173.— Л.: Наука, 1988.— С. 163—166.
8. Яновская Т. Б., Дмитриева Л. А. Влияние нежесткого контакта упругих сред на коэффициенты отражения, преломления и обмена // Изв. АН СССР. Физ. Земли.— 1991.— № 2.— С. 45—52.
9. Červený V., Molotkov I. A., Pšenčík I. Ray Method in seismology/Univerzita Karlova.— Praha, 1977.
10. Crampin S. Seismic wave propagation through a cracked media: polarization as a possible dilatancy diagnostic // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1978.— V. 53, N 3.— P. 467—496.
11. Keith C. M., Crampin S. Seismic body waves in anisotropic media: reflection and refraction at a plane surface // Ibid.— 1977.— V. 49, N 1.— P. 181—208.

Институт геофизики СО РАН
Новосибирск
ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
23 ноября 1992 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков, Ган Шенгфей

**ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНУЛИТАХ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ
СИНО-КОРЕЙСКОГО ШИТА
(хр. Данциншань, Внутренняя Монголия)**

Методом криометрии изучены включения флюидов в кварце гранулитов из западной части гранулитового пояса на северной окраине Сино-Корейского щита (хр. Данциншань). Они представлены включениями сжиженной углекислоты, плотность которой варьирует в зависимости от степени вторичной переработки гранулитов. По комплексу геологических, петрологических и термобарогеохимических признаков условия гранулитового метаморфизма пород пояса ($T = 750-850$ °С, $P = 7,0-7,7$ кбар) близки к условиям образования гранулитов умеренных давлений Алданского щита. Диафторез гранулитов проходил в условиях, сходных с условиями образования позднеархейского гилуэйского комплекса зон шовных дислокаций на юге Алдано-Станового щита.

Вдоль окраин древних щитов нередко обнажаются породы фундамента, претерпевшие неоднократные преобразования в результате крупных геологических событий. В этом плане очень показательны активизированные окраины Алдано-Станового и Сино-Корейского щитов. Юг Алдано-Станового щита является классическим районом неоднократной активизации (хр. Становой), сложной геологической эволюции, благодаря чему здесь выведены на поверхность древние глубокометаморфизованные комплексы, характеристики которых рассмотрены в ряде работ [5, 6 и др.]. На северной окраине Сино-Корейского щита также выделяется гранулитовый пояс, который протягивается с запада на восток между 40 и 42° с. ш. на расстояние более чем 1000 км от хр. Данциншань на западе через восточные части Хэбэйской провинции к берегу Бохайского моря на востоке [12]. Предполагается, что пояс возник к концу позднего архея на активной окраине Сино-Корейского щита при погружении под него протомонгольско-хинганского подвижного пояса. В раннем протерозое гранулитовый пояс рассечен Утайским рифтом северо-восточного направления. Породы гранулитового комплекса несогласно перекрыты отложениями группы Эрдова предположительно раннепротерозойского возраста, т. е. возраст гранулитового комплекса определяется как дораннепротерозойский. В дальнейшем вдоль северной окраины Сино-Корейского щита неоднократно проявились глыбовые движения, в результате которых гранулитовый пояс расчленен на ряд блоков. Условия метаморфизма в них широко варьируют от $T = 920$ °С, $P = 14$ кбар до $T = 720$ °С, $P = 9-10$ кбар [12], что указывает на различную степень эродированности блоков.

Нами изучены гранулиты пояса в его западной части, названной Данциншаньской (Danqingshan) [10] по названию горного хребта во Внутренней Монголии. Она протягивается на расстояние более чем 200 км (рис. 1). Позднеархейские (?) гранулиты представлены здесь комплексом пород группы Улашань, в составе которой присутствуют магнетит-пироксенитовые гранулиты, гранат-биотитовые, гиперстен-роговообманковые гнейсы, биотит-роговообманково-пироксеновые, двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы, лейкогранулиты, амфиболиты и диопсидовые мраморы. Минеральные парагенезисы пород свидетельствуют об их метаморфизме в условиях гранулитовой фации. Параметры метаморфизма

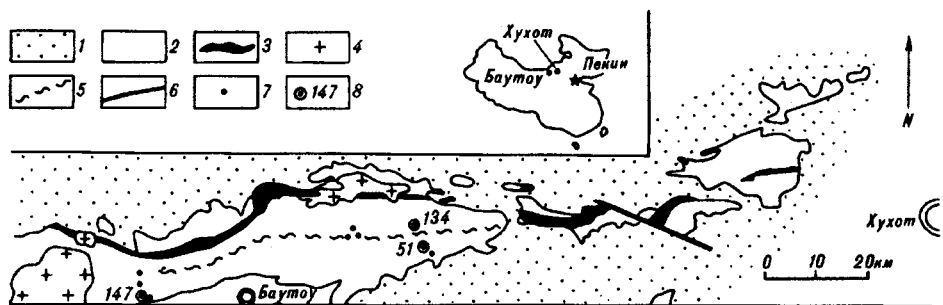


Рис. 1. Схематическая геологическая карта архейского гранулитового пояса в районе хр. Данциншань (Внутренняя Монголия, КНР).

1 — кайнозойские отложения; 2 — архейские образования гранулитового комплекса Улашань; 3 — мраморы комплекса Улашань; 4 — граниты верхнего палеозоя и мезозоя; 5 — зона очковых бластомилонитов; 6 — разломы; 7 — места отбора проб; 8 — пробы (и их номера), в которых изучены флюидные включения.

по различным геотермобарометрам варьируют в пределах $T = 750\text{--}850\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 7\text{--}9$ кбар.

В гранулитах проявились четыре этапа деформаций и диафористические изменения вдоль зон бластомилонитизации и разломов. Первые два этапа происходили в условиях гранулитовой фации, третий сопровождался сдвигом с востока на запад. В результате этих движений блоки гранулитов были выведены на поверхность. Деформации на четвертом этапе происходили в условиях эпидот-амфиболитовой фации и проявились в породах пояса неравномерно.

Целью настоящей статьи является сравнение условий образования южной окраины Алдано-Станового региона и хр. Данциншань. Наряду с геологическими и петрологическими критериями нами использованы термобарогеохимические признаки, которые, как показал опыт изучения включений в метаморфических породах, достаточно устойчивы в образованиях фундамента древних кратонов [1, 7, 8]. Для них характерны высокоплотные включения практически чистой углекислоты. Распределение плотностей этих включений по генерациям чаще всего говорит о том, что регрессивный этап гранулитового метаморфизма проходил в субизохорических относительно CO_2 условиях или в условиях декомпрессии [2, 4]. Термобарогеохимические исследования показали [1], что гранулиты зверевско-чогарского комплекса на южной окраине Алдано-Станового щита характеризуются наличием высокоплотных включений CO_2 в минералах. Их плотность варьирует от $0,97$ до $1,09$ г/см³, что при температурах $1000\text{--}1100\text{ }^\circ\text{C}$ соответствует давлению $7,2\text{--}10$ кбар. Перекрывающий гранулиты становой комплекс дистеносодержащих гнейсов и сланцев также характеризуется углекислотной специализацией флюида во включениях. Низкоградиентный тип его метаморфизма в условиях амфиболитовой фации обусловил повышенную (до $1,18$ г/см³) плотность CO_2 во включениях, особенно в дистене. Рассчитанное по ним давление достигает $7,8$ кбар при $630\text{ }^\circ\text{C}$. По границам блоков гранулитов развиты породы гилуёвского комплекса зон шовных дислокаций. Метаморфизм его пород проходил в условиях водно-углекислотного флюида при $T = 525\text{--}560\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 2,3$ кбар.

Образцы, использованные для термобарогеохимического изучения гранулитов хр. Данциншань, отобраны в районе г. Баутоу (см. рис. 1). Обр. 147 представляет собой железистый кварцит, состоящий из тонкого (порядка 1 см) переслаивания полос кварца и двупироксен-магнетитовой породы. Магнетит образует также линзовидные агрегаты в кварцевой матрице. Кварц содержит большое количество включений сжиженной углекислоты ($T_{пл} = -57,5\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{гом}$ см. на рис. 2), плотность которой находится в соответствии с относительным временем образования генераций. Так, плотность включений в наиболее ранних генерациях достигает значений $1,05$ г/см³ (один замер — $1,07$ г/см³). Более поздние генерации сложены включениями, плотность которых варьирует от $0,87$ до $0,99$ г/см³. В некоторых из них наблюдалась каемка воды.

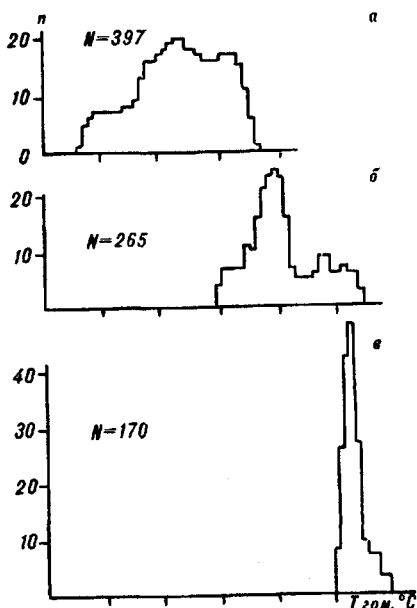


Рис. 2. Гистограммы $T_{\text{гом}}$ CO_2 во включениях из кварца образцов:

а — 147, б — А-134, е — А-51. N — количество замеров.

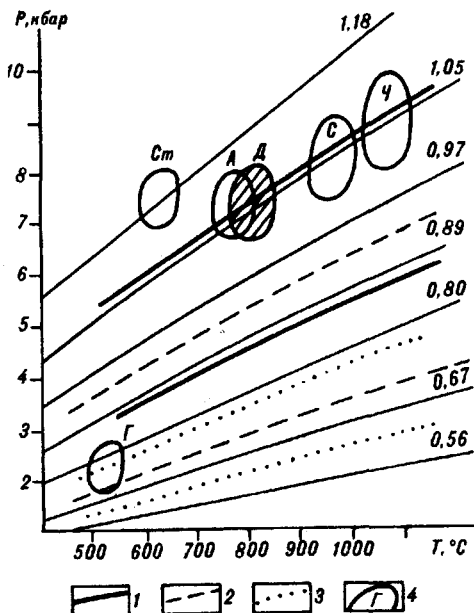


Рис. 3. Изоденсы включений CO_2 и T — P -области метаморфизма пород Алдано-Станового щита и хр. Данциншань на диаграмме состояния CO_2 по [9].

1—3 — изоденсы CO_2 из включений в кварце образцов 147 (1), А-134 (2), А-51 (3); 4 — T — P -области метаморфизма комплексов: Ч — зверевско-чогарского, Ст — становой, Г — гилейского по [1]; С — сутамского по [5]; А — алданского по [3]; Д — Данциншань.

Обр. А-134 — blastsмилонитизированный гранит. Темноцветные минералы отсутствуют, образец представляет собой интенсивно расщелоченную кварц-полевошпатовую породу. Флюидные включения в кварце содержат сжиженную CO_2 ($T_{\text{пл}} = -57,5^\circ\text{C}$), гомогенизирующуюся в жидкость в широком интервале температур от 0 ($0,93 \text{ г/см}^3$) до $+25^\circ\text{C}$ ($0,70 \text{ г/см}^3$). Замеры $T_{\text{гом}}$ включений, по морфологическим признакам в наибольшей мере отвечающих первичным, располагаются в середине интервала (от $+10$ до $+18^\circ\text{C}$). Нередко в составе включений присутствует вода (в единичных случаях — до 50 % объема).

Обр. А-51 — лейкократовая полосчатая порода, по структуре и составу сходная с А-134. Кварц изобилует вторичными включениями CO_2 ($T_{\text{пл}} = -57,5^\circ\text{C}$, плотность от $0,62$ до $0,77 \text{ г/см}^3$, $T_{\text{гом}}$ см. на рис. 2), с которыми часто ассоциируют водные газовой-жидкие, образуя как отдельные, так и совместные зоны.

Изоденса наиболее плотных включений из обр. 147 пересекает поля T — P -условий метаморфизма чогарского, сутамского и алданского гранулитовых комплексов на Алдано-Становом щите (рис. 3). Если принять температуры метаморфизма гранулитов Данциншань 750 — 850°C [11], то давления их образования, рассчитанные по включениям, в соответствии с этой изоденсой будут $7,0$ — $7,7$ кбар, что неплохо коррелируется с приведенными выше оценками, сделанными по минералогическим барометрам. Достоверность этой оценки подкрепляется тем, что она сделана по обр. 147, наименее подверженному вторичным процессам, что повышает вероятность нахождения в нем зерен кварца с реликтовыми включениями гранулитовой флюидной системы. Условия метаморфизма гранулитов хр. Данциншань наиболее близки к таковым для алданских гранулитов (см. рис. 3). В то же время, не исключено, что они могут быть сопоставимы с условиями метаморфизма сутамского комплекса на южной окраине Алдано-Станового щита, если в процессе дальнейших исследований будут получены более высокие температуры метаморфизма. Два других образца изменены значительно более интенсивно. Так, наиболее измененный обр. А-51 содержит включения,

максимальные плотности которых соответствуют условиям образования гиллюйского комплекса зон шовных дислокаций на Становике. В то же время, ни в одном из изученных образцов не найдено включений, по плотности соответствующих условиям метаморфизма станового комплекса повышенных давлений.

Таким образом, криометрическими исследованиями установлено, что гранулиты хр. Данциншань первоначально были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных глубин, что позволяет сопоставить их с гранулитами Алданского щита. Диафорез изученных гранулитов происходил при параметрах, сходных с таковыми для гиллюйского комплекса Становой складчатой области (рассланцевание, бластомилонитизация на фоне низких температур и давлений, водно-углекислотный состав флюида). Это обстоятельство говорит в пользу возможности выделения в пределах пояса Данциншань зон шовных дислокаций, подобных гиллюйскому комплексу в Становой области. Образования, сопоставимые с низкоградиентными супракрустальными толщами станового комплекса, на изученной территории нами не обнаружены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н. В. Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1987.
2. Бердников Н. В. Термобарогеохимические модели метаморфизма // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 3. — С. 116—118.
3. Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Курдюков Е. Б. Термобарогеохимические признаки «омоложения» изотопного возраста метаморфических пород (Алданский щит) // Там же. — 1992. — № 4. — С. 65—76.
4. Вапник Е. А., Седова И. С. Режим давлений и состав флюида при процессах ультраметаморфизма в Алданском мегаблоке // Записки ВМО. — 1986. — Вып. 4. — С. 410—422.
5. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. — М.: Наука, 1978.
6. Карсаков Л. П., Вольский А. С., Озерский А. В. и др. Становая складчатая область // Геологическое строение региона БАМ. — М.: Недра, 1989. — С. 168—199.
7. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. I. — М.: Мир, 1987.
8. Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.
9. Шмулович К. И., Терещенко Е. Н., Калинин А. Г. Уравнение состояния и изохоры неполярных газов до 2000 К и 10 Гпа // Геохимия. — 1982. — № 11. — С. 1598—1614.
10. Gan Shengfei. Tectonic evolution of the archaic granulite belt of mt. Danqingshan in Inner Mongolia, China // 3^d Intern. archaic symposium. — Perth, 1990. — P. 223—225.
11. Gan Shengfei. Metamorphic $P - T$ conditions of the rocks of Archaean (Wulashan group) granulite facies in Inner Mongolia, North China // Contr. Miner. Petrol. — 1991. — V. 11, N 2. — P. 10—18.
12. Qian Xianglin, Gui Wenyuan, Wang Shigi. Evolution of the Inner Mongolia — Eastern Hebei Archaean granulite belt in the North China craton // The records of geological research. — Peking University Publ. House, 1985. — P. 20—29.

ИТиг ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
28 декабря 1992 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.062/067

Г. М. Власов

О «ПРЕДОРОГЕННОМ» ТЕКТОНИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ
НОВОГО ТИПА

«Предороженный» тектонический режим в новой концепции И. Н. Томсона и В. А. Селиверстова фактически представляет предгеосинклинальный рифтогенез и, частично, раннегеосинклинальные условия. Специфичность магматических и рудных формаций этого этапа, его высокая рудная продуктивность обязаны преимущественно мантийному источнику пород и руд. Вспышки мантийного вулканизма связываются с образованием глубинных разломов, рифтов и геосинклинальных прогибов при периодически проявляющемся растяжении земной коры. Рифтогенные условия не всегда сменяются геосинклинальными. Они могут ограничиться взламыванием земной коры, сводовыми или валообразными поднятиями, авлакогенными погружениями. Этим объясняются проявления рассматриваемого режима, как в подвижных, так и в стабильных областях. Данный режим является не столько новым, сколько мало еще изученным. Пробелы в представлениях о ранних этапах развития геосинклинальных систем связаны с отставанием исследований внешних энсиматических дуг.

И. Н. Томсон и В. А. Селиверстов [10] выдвинули новую концепцию предороженного тектонического режима, геологические формации которого отличаются как от раннегеосинклинальных, так и от орогенных образований. Это субщелочные и щелочные базит-гипербазитовые породы, флишевая, кремнисто-сланцевая, олистостромовая, карбонатитовая, в меньшей степени контрастная риолит-базальтовая, формации. Распространены интрузии, иногда расслоенные, габбро-диорит-диабазового и дунит-пироксенит-габбросиенитового состава. Характерно частое проявление углеродистого и щелочного метасоматоза. Весьма разнообразна рудная минерализация — золото, железо, вольфрам, редкие, рассеянные и радиоактивные элементы, медно-никелевые и медно-порфиновые руды, стратиформные полиметаллические залежи, платиноиды, возможно алмазы (?) и др.

Тектоническая позиция всех этих образований охарактеризована авторами не вполне четко. Они пишут, что накопление предороженных формаций связано с заложением рифтов, часто обрамляющих или пересекающих сводовые поднятия. Наименование «предороженный» как будто подразумевает связь рассматриваемого режима с геосинклинальным процессом. Но И. Н. Томсон и В. А. Селиверстов объясняют «предороженный» режим автономной активизацией, названной ими базальтовой, «в отличие от последующих явлений гранитной активизации орогенного этапа развития» [10. С. 16].

Приводимые авторами примеры проявления данного режима включают позднемезозойские геосинклинальные отложения Корякско-Камчатской системы и Сихотэ-Алиня, палеозой стабильной области Туранской плиты, мезозой Баджальской сводовой структуры. Особенности этого же режима, как отмечают авторы, проявляются в герцинидах Урала, в альпидах Средиземноморья и Южной Америки и в разновозрастных образованиях многих других районов. По их заключению, описываемый режим в равной степени присущ подвижным и стабильным зонам.

В статье И. Н. Томсона и В. А. Селиверстова подчеркнуты широкие, еще в полной мере не используемые, возможности освоения связанных с предороженным режимом разнообразных руд. В этом отношении она весьма интересна и полезна. В ней систематизирован с единых позиций большой

фактический материал о рудных месторождениях многих регионов мира. Однако интерпретация этого материала и некоторые выводы вызывают возражения. Прежде всего, это касается понимания описываемого режима как предорогенного.

Несмотря на утверждения авторов о контрастных различиях формаций «предорогенного» режима и раннегеосинклинальных, многие черты их сходства очевидны. Да и сами авторы в этом вопросе допускают противоречия. Например, они согласны с тем, что офиолиты характеризуют раннегеосинклинальные образования, но и в «предорогенных» формациях они отмечают базальты, сопоставимые с толеитами офиолитовых комплексов [10. С. 7]. Описываемые ими геологические условия и вещественный состав «предорогенных» пород и руд очень напоминают уральские. Урал — одна из наилучше изученных геосинклинальных мегаструктур, на примере которой можно попытаться решить вопрос о геотектонической позиции «предорогенного» режима.

Геосинклинальному развитию Урала предшествовал позднерифейско-вендско-раннекембрийский предгеосинклинальный этап рифтогенного растяжения земной коры Европейского палеократона [5]. В данном случае подтвердилась общая закономерность, отмечаемая В. Е. Хаиным [11], — первоначально рифтовый характер многих геосинклиналей. С этим этапом рифтогенеза связан преимущественно континентальный субщелочной базит-ультрабазитовый магматизм. С дифференцированными и стратифицированными гипербазит-габбровыми и габбровыми интрузиями сопряжено хромитовое и ильменит-титаномагнетитовое оруденение. В периферических частях магматических зон внутри субщелочных и щелочных ультрабазитовых, базитовых и кислых комплексов размещаются редкометалльные и редкоземельные рудопоявления.

Эвгеосинклиналь Урала унаследована от рифтогенного этапа и в значительной мере связана с образовавшимися в этот этап меридиональными глубинными (мантийными) разломами. В пределах Тагило-Магнитогорской области выделяются, по меньшей мере, четыре магматических зоны типа энсиматических островных дуг [5]. В наиболее древних раннегеосинклинальных толщах (раннесилурийской и ордовикской) распространены преимущественно базит-гипербазиты, часто субщелочные, кремнистые и кремнисто-углистые сланцы, граувакки, флишоиды, зеленые сланцы, диабазы и другие аповулканические породы. На западном склоне Урала в позднекембрийских — кембрийских и ордовик-силурийских образованиях содержатся породы щелочной оливин-базальтовой формации [6]. Постепенная смена различных типов колчеданных месторождений от пиритных и медно-цинковых к колчеданно-полиметаллическим (и далее — к баритсодержащим полиметаллическим) подчеркивает эволюцию условий в последующее палеозойское время от предгеосинклинальных глубоководных рифтов к раннегеосинклинальным мелководным и субаэральным. Эволюция также проявляется сменой преимущественно базит-гипербазитового магматизма контрастными липарит-базальтовой и дацит-липаритовой (в меньшей степени — андезитовой) формациями в тыловых структурах, в том числе в окраинных вулканоплутонических поясах. Последние представляют уже орогенные образования. Переход к орогенному этапу намечается по развитию базальт-трахитовой формации с комагматичными габбро-сиенитовыми интрузиями, сопровождающимися скарново-магнетитовым оруденением. По ряду показателей позднейшие условия характеризовали на Урале обстановку зрелых островных дуг с корой, уже близкой к континентальному типу.

Формации «предорогенного» этапа по их особенностям хорошо параллелизуются с предгеосинклинальными рифтогенными образованиями Урала. Эволюция магматизма и рудообразования изучена уральскими геологами настолько хорошо, что «вклинить» описанные И. Н. Томсоном и В. А. Селиверстовым магматические и рудные формации в уральский разрез между геосинклинальной и орогенной его частями не представляется возможным. «Предорогенные» формации в представлениях этих авторов, по-видимому, характеризуют не только рифтогенные, предшествующие геосинклинальным,

образования, но и часть раннегеосинклинальных формаций (например, силур-ордовикских на Урале): их вообще трудно определенно разграничить.

Обращаясь к другому примеру «предорогенного» развития — Корякско-Камчатской складчатой системе, приходится отметить крайне вольную интерпретацию И. Н. Томсоном и В. А. Селиверстовым структуры этого региона. Не считаясь с имеющимися геологическими и геофизическими материалами, они структуру большей части Камчатки изображают на палеотектонической схеме в виде дугообразного окаймления мелом и кайнозоем гипотетического Берингоморского палеосвода. Но все фактические материалы показывают не концентрически-сводовую, а линейно-зональную структуру Камчатского полуострова, с протяженной Восточно-Камчатской зоной, не только протягивающейся в пределах Камчатки, но и продолжающейся на северо-восток в Корякском нагорье. Орографически она выражена линейной цепью хребтов. В этой зоне распространены разнообразные базитовые и ультрабазитовые субщелочные магматические породы, залегающие среди базальтов и их туфов, кремнистых сланцев, известняков, туфогенных флишоидов, олистостромовых толщ и других вулканогенно-осадочных пород. Интрузии в значительной мере представлены массивами дунит-перидотитового и дунит-пироксенит-габбро-сиенитового рядов, оруденение — магнетит-скарновыми проявлениями, прослоями браунит-марганцевых руд, жильными медистыми колчеданами, проявлениями хромита и медно-никелевых руд с платиноидами, золота. Как видно из перечня, «ассортимент» как магматических пород, так и руд вполне «уральский». Восточно-Камчатско-Корякская зона действительно в какой-то мере может считаться молодым аналогом эвгеосинклинали Урала с ее несколькими энсиматическими дугами. Принадлежность Восточно-Камчатско-Корякской зоны к типу внешних энсиматических дуг (повидимому, с предшествующей рифтогенной обстановкой) не вызывает сомнений. Вступление Камчатки в орогенный этап ознаменовалось в конце олигоцена — начале миоцена поднятием соседней (внутренней вулканической) дуги, продолжающейся за пределами полуострова вдоль Большой Курильской гряды. Как и на Урале, на Камчатке нет никаких показателей былого существования между геосинклинальным и орогенным этапами каких-то особых «предорогенных» условий.

Проявления на Восточной Камчатке калиевой щелочности геосинклинальных магматитов первоначально были восприняты как сенсация, но они стали понятными, учитывая современные представления об относительном богатстве мантии Земли, особенно ее глубинных уровней, калием [7, 8]. Ранние прорывы мантийных продуктов по глубинным разломам, вдоль которых развивались и рифты, и геосинклинали Урала и Восточно-Камчатско-Корякской зоны, естественно, характеризовались повышенной щелочностью, в том числе и калиевой. Это не было учтено И. Н. Томсоном и В. А. Селиверстовым, которые рассматривали щелочность пред- и раннегеосинклинальных пород как «предвестник» орогенного этапа.

Сделанные замечания в отношении Камчатско-Корякской зоны приложены и к приводимому И. Н. Томсоном и В. А. Селиверстовым примеру «предорогенного» развития Сихотэ-Алиня. В этой полициклической складчатой области рифтогенез также предшествовал развитию собственно геосинклинальных прогибов [9]. Рифтогенно-раннегеосинклинальный магматизм также характеризовался разнообразными базит-гипербазитовыми, часто субщелочными и щелочными породами. По составу связанных с ним руд и всем другим особенностям он сопоставим с магматизмом «предорогенного» режима И. Н. Томсона и В. А. Селиверстова. По мнению Г. Б. Левашева и других авторов, «нахождение среди геосинклинальных трогов калиевых базальтов совместно с породами обычных известково-щелочной и толеитовой серий свидетельствует о глубинной природе калия, степень же обогащенности им магматических комплексов, по-видимому, определялась величиной проникновения разломов в глубокие горизонты коры и мантии» [9. С. 253]. Этими же авторами отмечается, что «щелочные базальты — довольно типичные породы раннегеосинклинальных толщ во многих регионах Дальнего Востока» [Там же. С. 153]. Объяснение этого залеганием в основании рифтогенно-

геосинклинальных систем сиалических блоков часто не согласуется ни с геофизическими данными, ни с особенностями составов щелочных базальтов (высокое содержание титана и др.).

Утверждение И. Н. Томсона и В. А. Селиверстова о проявлении специфических формаций «предорогенного» режима в пределах как подвижных областей, так и кратонов в значительной степени справедливо. Ими указываются проявления герцинского магматизма со специфической металлогенией на Туранской плите и мезозойского (с теми же особенностями) на Баджалском своде в Приамурье. Это объяснимо, если учесть, что процесс образования глубинных разломов, взламывающих земную кору уже стабилизированных в той или иной степени областей, в одних случаях может вызвать развитие как рифтов, так и геосинклиналей, в других — ограничиться лишь рифтогенезом, иногда сопровождающимся сводовыми и валобразными поднятиями и авлакогенными погружениями. То и другое может проявиться в соседних структурах. И. А. Малахов [6] отмечает случаи синхронности образования расслоенных базит-гипербазитовых интрузий с формированием раннегеосинклинальных базальтов и альпинотипных ультрабазитов в соседних складчатых зонах. Во всех случаях развивается специфический мантийный магматизм и образуются характерные рудные формации, относимые И. Н. Томсоном и В. А. Селиверстовым к категории «предорогенных».

Подобные явления, конечно, могут рассматриваться как активизация эндогенных процессов в широком смысле этого термина. Но можно ли называть подобную активизацию трансрегиональной и автономной, как это делают авторы [10]? Если обратиться к приводимым ими примерам «базальтовой» активизации тектономагматических процессов в складчатых областях (Урал, Корякско-Камчатская зона) и проследить проявления подобной активизации во времени и пространстве, то можно убедиться, что мы имеем дело даже не с трансрегиональным, а более масштабным явлением и отнюдь не автономным.

Позднепротерозойский — раннепалеозойский рифтогенез с последующим развитием геосинклинальной системы не ограничивался площадью Урала. В венде — раннем палеозое чрезвычайно широко проявился начальный рифтогенный этап заложения новых подвижных систем (Алтае-Саянская гипербазитовая провинция и Саяно-Забайкальская геосинклинальная система, Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань, Восточные Альпы, Австралия, Африка и др.). Как и на Урале, тесные взаимоотношения позднепротерозойских — раннепалеозойских рифтов и последующих палеозойских геосинклинальных прогибов наблюдаются в Аппалачах и в продолжающих их на север структурах Центрального подвижного пояса Ньюфаундленда и Скандинавских каледонид [13]. Здесь проявляется большинство особенностей петрогенеза и металлогении, свойственных Уралу и связываемых И. Н. Томсоном и В. А. Селиверстовым с «предорогенным» режимом (распространение мантийных базит-гипербазитов, формирование пород в околоратонных и континентальных рифтах, энсиматических островных дугах и тыловых бассейнах, частая повышенная их щелочность, зеленокаменный характер толщ, развитие бимодальных вулканических ассоциаций, флиша, граувакк, кремнистых и черных углеродистых сланцев, присутствие колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, руд железа, марганца, хрома, никеля, кобальта, платины, золота, серебра, проявления урана, молибдена, ванадия и др.). Характерны многочисленные стратиформные эксгальционно-осадочные и скарновые месторождения железа, полиметаллические руды в вулканогенно-осадочных породах; последние, возможно, еще не выявлены в полной мере на Урале.

Все это показывает справедливость заключения Д. С. Штейнберга с соавторами [12], что Урал входит в грандиозную складчатую систему, включающую Аппалачи, Скандинавские каледониды, Монгольский пояс и многие другие области общим протяжением свыше 30 000 км.

Таким образом, позднепротерозойская — раннепалеозойская «базальтовая» активизация И. Н. Томсона и В. А. Селиверстова должна быть признана

планетарным явлением, ознаменовавшим начало крупного тектономагматического цикла. Подобные явления, периодически повторяющиеся, обусловлены растяжением и разрывом земной коры, развитием в связи с этим геологических формаций, прототипом которых являлись архейские и протерозойские зеленокаменные пояса [3]. Очень многое объединяет рассматриваемые образования с зеленокаменными поясами: рифтовая предыстория тех и других; обычные зеленокаменные преобразования магматических пород; углеродистый метасоматоз; голубые сланцы; содержание высокомагнезиальных магматитов — коматиитов, пикритов, бонинитов и др.; одинаковая последовательность развития породных комплексов — от базит-гипербазитовых, через контрастные ассоциации, к известково-щелочным; сходная металлогения и др. Все эти образования могут именоваться цикловыми магмато-рудными мегасистемами [4]. Особенности этих очень рудопродуктивных толщ определяются условиями в мантии Земли.

Не все общепризнанные тектономагматические циклы начинаются со вспышки мантийного магматизма. Можно привести пример герцинского цикла. Позднепротерозойско-раннепалеозойское растяжение коры предопределило преимущественно базит-гипербазитовый каледонский магматизм. Последующий герцинский цикл в значительной мере характеризовался сиалическим магматизмом. По-видимому, оправданы высказываемые многими авторами суждения о возможности обобщения каледонского и герцинского циклов в один общий мегацикл.

Обратимся к другому примеру «предорогенного» режима в Восточно-Камчатско-Корякской мезо-кайнозойской складчатой области. Это также была область внешних энсиматических дуг, сформировавшихся в условиях поздне меловой — палеоценового корового растяжения, вызвавшего мощный импульс мантийного магматизма, открывшего новый поздне меловой — кайнозойский тектономагматический цикл. Этот цикл завершился в конце олигоцена образованием в тылу внешних энсиматических структур неогеновых внутренних вулканических дуг с сиалическими магматическими продуктами орогенного типа. Таким образом, энсиматические образования рассматриваемой области, связываемые с «предорогенным» режимом, также представляют цикловую мегасистему.

Поздне меловые — кайнозойские комплексы распространены по всему Тихоокеанскому поясу и проявляются далеко за его пределами [1, 2, 7]. Повсеместно они представляют во внешних дугах преимущественно поздне меловые — палеогеновые базит-гипербазитовые и флишевые, в меньшей мере контрастные магматические формации, а во внутренних неогеновых дугах — андезитовые, андезитодацитовые, липаритовые и туфогенно-диатомитовые формации. Следовательно и в данном примере явление, вызвавшее поздне меловой — палеоценовый мантийный магматизм, имело планетарное распространение.

Остается задаться вопросом: не о том же ли явлении свидетельствует современная планетарная система океанических рифтов, не разовьется ли она позже в геосинклинальную систему (с рифтовой предысторией)?

Подводя итоги сказанному, можно заключить, что выделенный И. Н. Томсоном и В. А. Селиверстовым специфический режим фактически представляет не предорогенные, а предгеосинклинальные рифтогенные и, частично, раннегеосинклинальные условия.

Статья И. Н. Томсона и В. А. Селиверстова очень своевременно обращает внимание специалистов на большую рудную продуктивность рифтогенно-раннегеосинклинальных формаций. Ошибочное отнесение этими авторами рассматриваемых ими образований к предорогенному этапу не случайно. Существующие пробелы в представлениях о ранних этапах развития геосинклинальных систем связаны с отставанием в изучении внешних, энсиматических дуг, отражающих первичные, наиболее глубинные тектономагматические явления. Главное внимание исследователи всегда уделяли не им, а позднее возникающим внутренним вулканическим дугам, сформированным вторичными, в значительной степени производными, коровыми процессами. Между тем, исследованием механизма и причин периодических

импульсов мантийного магматизма можно решить многие основные вопросы геотектоники, как то: происхождение сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньюффа, реальность или надуманность представлений о субдукции, подтвердить или опровергнуть существование астеносферных диапиров и поднимающихся от нижней мантии плюмов, определить главенство внутренних внутриземных или внешних (космических), или тех и других, факторов в управлении тектоникой Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Власов Г. М.* Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в поздне-меловое и кайнозойское время // Сов. геология.— 1972.— № 4.— С. 51—64.
2. *Власов Г. М.* Асинхронно ли развивались средиземноморские и западнотихоокеанские геосинклинали? // Там же.— 1976.— № 8.— С. 26—37.
3. *Власов Г. М.* Молодые зеленокаменные пояса: их возможный золоторудный потенциал // Тихоокеан. геология.— 1992.— № 2.— С. 106—119.
4. *Власов Г. М., Мишин Л. Ф.* Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы.— М.: Наука, 1992.
5. *Главные рудные геолого-геохимические системы Урала.*— М.: Наука, 1990.
6. *Малахов И. А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов.— М.: Наука, 1983.
7. *Рябчиков И. Д.* Геохимическая эволюция мантии Земли: Чтения имени В. И. Вернадского.— М.: Наука, 1988.
8. *Рябчиков И. Д.* Механизмы геохимической дифференциации мантии Земли/ВСЕГЕИ.— Спб., 1992.
9. *Тектонические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь)/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1989.
10. *Томсон И. Н., Селиверстов В. А.* Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология рудн. месторождений.— 1992.— Т. 34, № 2.— С. 3—18.
11. *Хаин В. Е.* Роль рифтогенеза в развитии земной коры // Континентальный и океанический рифтогенез.— М., 1982.— С. 2—4.
12. *Штейнберг Д. С., Попов Б. А., Залов К. К. и др.* Положение магматизма и метаморфизма в геологической структуре и истории Урала // Эволюция магматизма Урала.— Свердловск, 1987.— С. 7—60.
13. *A special issue devoted to massive sulfide deposits of the Appalachian — Caledonian Orogen // Economic Geology.*— 1984.— V. 79, N 7.— P. 1425—1774.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск

Поступила в редакцию
5 января 1993 г.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985